

В. Д. Ломтадзе

ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Инженерная петрология

Издание второе, переработанное и дополненное

Допущено Министерством высшего и среднего специального образования СССР в качестве учебника для студентов вузов, обучающихся по специальности «Гидрогеология и инженерная геология»



Ленинград «Недра» Ленинградское отделение 1984

Ломтадзе В. Д. Инженерная геология. Инженерная петрология. 2-е изд., перераб. и доп.— Л.: Недра, 1984. 511 с.

В учебнике изложены основы инженерно-геологического изучения горных пород, оценки их физико-механических свойств и методов искусственного улучшения. В нем даны представления о природе физико-механических свойств горных пород, т. е. обо всех тех процессах, которые обусловили их физическое состояние, отношение к воде и закономерности изменений прочности и деформируемости. Особенно большое внимание уделено рассмотрению природы прочности, деформируемости и водопроницаемости горных пород. При изучении этих свойств и закономерностей их пространственного изменения рассмотрено влияние условий образования горных пород, условий их залегания, состава, строения, трещиноватости, выветрелости, напряженного состояния и других факторов.

Во второе издание учебника внесены некоторые изменения, исправления и дополнения. Добавлена глава о неоднородности и пространственной изменчивости свойств горных пород. Все единицы измерений приведены в Международной системе (СИ).

Учебник рассчитан на студентов преимущественно геологических специальностей (гидрогеология и инженерная геология) высших учебных заведений. Он составлен на базе новейших теоретических и экспериментальных исследований в области инженерной геологии и смежных наук и практики инженерных изысканий для строительства.

Предлагаемый учебник будет полезным для широкого круга инженерно-технических работников проектно-изыскательских, строительных и горных предприятий, занимающихся изучением горных пород для различных целей (промышленного и гражданского, гидротехнического, подземного, дорожного и других видов строительства). Он может служить пособием для преподавателей вузов и техникумов, а также для аспирантов и студентов строительных и горных специальностей.

Табл. 100, ил. 165, список лит. 75 назв.

Рецензент — кафедра инженерной геологии Московского геологоразведочного института им. С. Орджоникидзе.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Инженерная геология, как и любая другая наука, имеет свой предмет, свои задачи и методы исследований. Она разрабатывает широкий круг научных геологических проблем и решает практические задачи, возникающие при проектировании и строительстве всевозможных сооружений (гражданских и промышленных зданий, городов, дорог, мостов, гидроузлов, тепловых и атомных электростанций, туннелей и метрополитенов, аэродромов, портов, шахт, карьеров, скважин и др.), при проведении инженерных работ по улучшению территорий (осушение, орошение, борьба с оползнями, селевыми и другими геологическими явлениями), а также при выполнении горных работ на месторождениях полезных ископаемых.

Инженерная оценка территорий, выбранных для строительства или другого хозяйственного использования, определяется в первую очередь их геологическим строением — геологическими условиями в широком смысле этого слова. Геологические условия в данном случае принято называть инженерно-геологическими, потому что их изучают и оценивают в инженерном аспекте, а прогноз их изменений составляют в связи со строительством сооружений и выполнением инженерных работ. Эффективно решать такие задачи можно только на основе познания закономерностей формирования и изменений геологических условий территории.

В инженерной практике часто приходится встречаться с геологическими условиями, неблагоприятными для строительства сооружений и выполнения инженерных работ, например со слабыми, непрочными или сильно обводненными горными породами, с развитием тех или иных геологических явлений и т. д. Инженерная геология занимается изучением и оценкой этих условий, выбором для строительства лучших участков, дает рекомендации по обеспечению устойчивости сооружений и нормальных условий их эксплуатации.

В связи с тем что возводимые сооружения и различные инженерные работы так или иначе сами влияют на природные геологические условия, инженерная геология занимается изучением и прогнозом и тех геологических явлений, которые могут возникнуть под их воздействием (просадки, провалы, оползни и др.). Инженерная геология также определяет те меры, которые необходимо предпринять для обеспечения устойчивости и долговечности сооружений и нормальных условий производства работ. В связи с перечисленным возникла необходимость в постановке и решении проблем рационального использования геологической среды и ее охраны.

Таким образом, инженерная геология является наукой о формировании и изменении инженерно-геологических условий территорий, о геологических условиях строительства и эксплуатации сооружений, рациональном использовании геологической среды и ее охраны в связи с развитием геологических процессов и явлений. В этом определении необходимо особо подчеркнуть, что инженерная геология — это в первую очередь наука о геологических условиях строительства сооружений и производства инженерных работ. Именно это составляет главный ее предмет, для этого изучают условия формирования инженерно-геологических условий территорий, прогнозируют их изменение и решают вопросы рационального использования геологической среды и ее охраны в связи с развитием геологических процессов и явлений. В этом состоит главное содержание инженерной геологии, магистральный путь ее развития. Следовательно, объект исследований у всех геологических наук один — литосфера, земная кора, геологическая среда, а отдельные стороны этого объекта являются предметом каждой геологической науки.

В настоящее время инженерная геология занимает совершенно определенное положение в науке о Земле и, как видно из схемы (рис. 0-1), является одной из двух главных ее составляющих. И действительно, где бы в нашей стране или в других странах ни проводились геологические исследования — на суше или на море, они всегда направлены на решение одной из двух основных задач: 1) выявление, разведку и промышленную оценку месторождений полезных ископаемых — рудных, нерудных, угля, нефти, газа и подземных вод и 2) изучение и оценку геологических условий строительства различных сооружений. Нет других задач у науки о Земле. Исследованием, разработкой и решением всех научных и практических проблем и вопросов, связанных со второй задачей, и занимается инженерная геология.

Заметим, что уже теперь на отдельных территориях СССР, как и во многих странах Западной Европы и Америки, если и продолжают геологические исследования, то они связаны с решением только инженерно-геологических задач, так как выявление и промышленная оценка месторождений полезных ископаемых на этих территориях (на данном уровне развития науки и техники) уже завершены. Необходимо ясно представлять, что такая тенденция в развитии геологических работ будет сохраняться и впоследствии.

Из схемы на рис. 0-1 видно, что обе главные составляющие науки о Земле развиваются на базе других фундаментальных геологических наук о веществе земной коры, об ее истории и строении и, наоборот, геология месторождений полезных ископаемых и инженерная геология постоянно содействуют развитию этих наук своими открытиями и исследованиями минералов

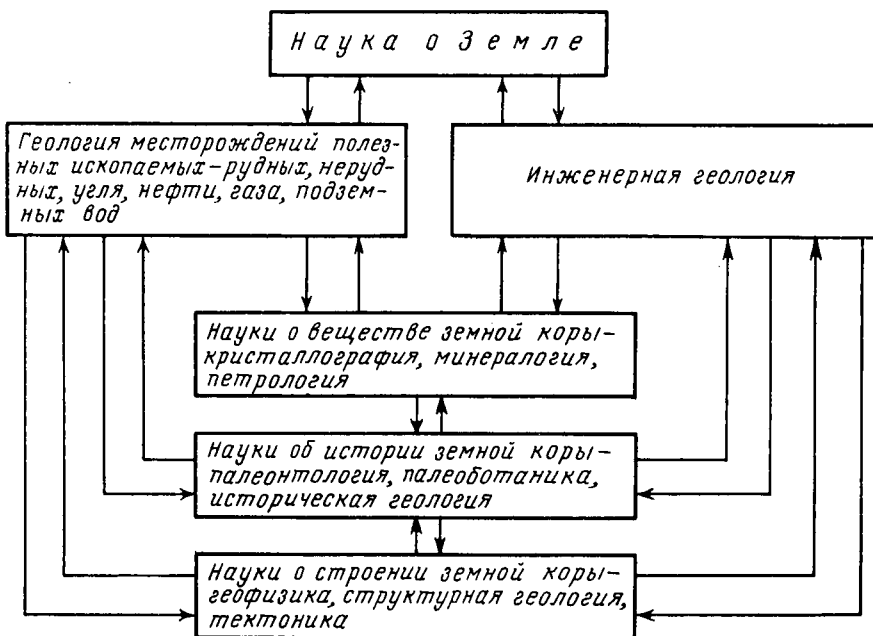


Рис. 0-1. Положение инженерной геологии в системе геологических наук.

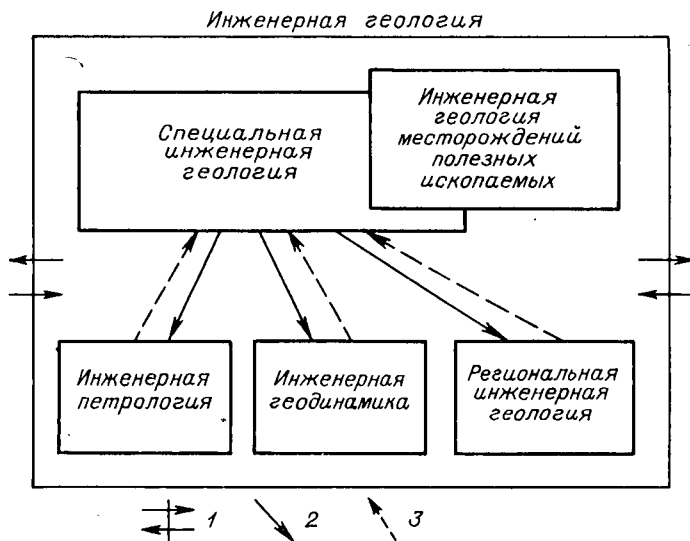


Рис. 0-2. Логическая структура инженерной геологии как науки.

1 — условная граница науки и ее взаимосвязь с другими геологическими и техническими науками; 2 — управляющее начало в развитии научных направлений — разделов; 3 — значение в установлении соответствий или нарушений равновесия в геологической среде: при развитии природных геологических процессов или при ее взаимодействии с сооружениями, их строительством и инженерными работами.

и минеральных образований, изучением свойств горных пород и условий их формирования, закономерностей развития геологических процессов и явлений. Таким образом, четко определяются предмет инженерной геологии, ее содержание, задачи и положение в науке о Земле, в семействе геологических наук.

Основными разделами инженерной геологии являются: инженерная петрология, инженерная геодинамика, региональная инженерная геология, специальная инженерная геология и инженерная геология месторождений полезных ископаемых. Это главные сложившиеся научные направления инженерной геологии. Они составляют единство, взаимопроникновение, взаимодействие геологических знаний на разных этапах и уровнях познания геологических условий строительства сооружений, выполнения инженерных работ, рационального использования геологической среды и ее охраны в связи с развитием геологических процессов и явлений. В результате специализации и дифференциации науки намечаются и другие направления: мелиоративная инженерная геология, инженерная сейсмология, инженерное мерзлотоведение и др. Появление и развитие новых научных направлений, широта и сложность проблем, к решению которых привлекается инженерная геология,— характерные особенности ее современного состояния.

На рис. 0-2 показано положение разделов — научных направлений — в инженерной геологии, определяющее ее логическую структуру как науки в целом. Из этого рисунка видно, что специальная инженерная геология имеет управляющее начало в развитии других научных направлений — разделов инженерной геологии. Это подтверждает мысль о том, что настоящая инженерная геология начинается только там, где решаются геологические проблемы, вопросы и задачи, связанные со строительством сооружений и выполнением инженерных работ. Именно это составляет ее предмет и определяет главные теоретические, методические и практические основы. Все другие разделы, показанные на рис. 0-2,— это сложившиеся большие научные направления инженерной геологии. Каждый из них имеет свой предмет, задачи и методы исследований, что и определяет их соответствующее положение в логической структуре инженерной геологии как науки в целом. Однако все они представляют единую систему инженерно-геологических знаний и в конечном итоге направлены на достижение общих целей.

Основоположителем инженерной геологии в Советском Союзе является Ф. П. Саваренский (1881—1946 гг.) — первый в ее истории академик инженер-геолог и гидрогеолог. Большая заслуга в развитии этой науки, и особенно ее раздела, посвященного инженерно-геологическому изучению горных пород, принадлежит В. А. Приклонскому, возглавлявшему советскую школу инженерной геологии после Ф. П. Саваренского, а также И. В. Попову, М. П. Семенову и Н. В. Коломенскому.



Федор Петрович Саваренский (1881—1946 гг.)

Инженерная геология призвана изучать сущность процессов и явлений, происходящих при взаимодействии геологической среды (как в широком, региональном, так и в узком, конкретном, плане) с сооружениями и инженерными работами; объяснять причины возникающих и возможных противоречий, обусловливающих геологические процессы; разрабатывать приемы, формы, способы их изучения, оценки и прогноза.

Таким образом, теоретически и методологически инженерная геология постоянно тесно связана со строительством и горным делом, с производством строительных и горных работ. Это в значительной степени и определяет перспективы и истинность пути ее развития как науки. Огромный размах городского и сельского строительства, промышленных и гражданских сооружений, городских агломераций, Байкало-Амурской магистрали, крупнейших в мире гидротехнических сооружений, атомных электростанций, туннелей, шахт, карьеров, мелиоративных систем и других самых разнообразных сооружений и инженерных работ крупных, средних и малых масштабов непрерывно выдвигает геологические проблемы, задачи и вопросы и тем самым стимулирует дальнейшее развитие инженерной геологии. Такое

же воздействие на нее оказывает развитие строительства и горного производства в странах социалистического содружества и в целом во всем мире.

Основой получения новых знаний является практика, поэтому инженерная геология, как и другие науки, имеет многочисленные прикладные аспекты. На первых этапах ее становления и развития как элементарной целостности прикладные аспекты выступали на первый план и создавалось представление, что инженерная геология — узкая, чисто прикладная область знания. Однако сейчас положение коренным образом изменилось, она стала в значительной степени наукой точной, с развитой теоретической основой, с многочисленными научными направлениями, наукой новой формации.

Перспективы инженерной геологии требуют дальнейшего развития ее теоретической, экспериментальной и методической основ. К этому имеются все условия.

В основу предлагаемой книги положен курс лекций по инженерной петрологии, который автор читает в Ленинградском горном институте для специальности «Гидрогеология и инженерная геология». Из-за ограниченности объема книги не все ее главы написаны с одинаковой полнотой.

Первое издание этой книги вышло в свет в 1970 г. И хотя за прошедшие 13 лет в системе знаний о свойствах горных пород существенных, принципиальных изменений не произошло, во втором ее издании сделаны некоторые исправления и дополнения. Во всех главах значения величин, характеризующих свойства горных пород, даны в соответствии с Международной системой (СИ); написана новая глава, в которой рассмотрен вопрос о пространственной неоднородности и изменчивости свойств горных пород. Сделаны и некоторые другие исправления и дополнения в соответствии с новыми данными о свойствах горных пород, полученными за последнее десятилетие.

Другие разделы инженерной геологии излагаются в курсах: «Введение в инженерную геологию», «Инженерная геодинамика», «Региональная инженерная геология», «Специальная инженерная геология» и «Инженерная геология месторождений твердых полезных ископаемых». Часть этих курсов опубликована [38, 41, 42], другие готовятся к печати.

Автор приносит глубокую благодарность всем, кто помогал ему в подготовке рукописи к изданию, а также проф. Г. К. Бондаренко и доц. С. В. Дроздову за просмотр рукописи и сделанные замечания и пожелания для ее улучшения. Эта работа была бы невозможна без большой постоянной помощи А. М. Ломтадзе.

Автор будет искренне благодарен за все пожелания и замечания, которые просит присылать по адресу: 199026, Ленинград, В-26, 21-я линия, д. 2, Ленинградский горный институт, кафедра инженерной геологии.

ОБОЗНАЧЕНИЯ

В настоящей книге использованы в основном обозначения и термины, принятые на VI Международном конгрессе по механике грунтов и фундаментостроению, состоявшемся в сентябре 1965 г. в Монреале (Канада). Этими общепринятыми обозначениями и терминами целесообразно пользоваться и в инженерной геологии. Однако кроме них автор счел необходимым сохранить некоторые термины, применяемые в научно-технической и учебной литературе в нашей стране и широко используемые в СНиП и ГОСТ.

ОБЩИЕ

Высота	H, h
Мощность слоя	H, h
Длина	L, l
Диаметр	D, d
Объем	V, v
Площадь	F, f
Координаты пространства	x, y, z
Вес	G, g
Время	t
Скорость	v
Ускорение свободного падения	g
Температура	$t, ^\circ\text{C}$
π	3,1416
Основание натуральных логарифмов	$e = 2,4183$
Натуральный логарифм	$\ln$
Десятичный логарифм	$\lg$
Давление атмосферное	p_0
Коэффициент вязкости воды динамический	η

ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ

Диаметр частиц эффективный, или действующий	d_{10}
Диаметр частиц контролирующий	d_{60}
Коэффициент неоднородности гранулометрического состава	K_n
Содержание глинистых частиц в породе	M_c
Вес общий (навески, объема или образца породы)	g
Вес твердой части (скелета) породы	g_1
Вес воды, полностью или частично заполняющей поры породы	g_2
Вес влажной породы	g_b
Вес сухой породы	g_c
Влажность и естественная влажность породы (весовая)	W
Влажность и естественная влажность породы (объемная)	W_o
Влажность относительная	$W_{отн}$
Влажность оптимальная	$W_{опт}$
Степень влажности породы, или коэффициент водонасыщения	G
Влажность общая	$W_{общ}$

Влажность породы, обусловленная содержанием льда	$W_{\text{л}}$
Влажность породы, обусловленная содержанием незамерзающей воды	$W_{\text{нз}}$
Относительная льдистость	i
Показатель льдонасыщенности породы (весовая льдистость)	$G_{\text{л}}$
Объемная льдистость	i_v
Объем породы	V
Объем твердой части (скелета) породы	V_1
Объем пор в породе	V_2
Объем твердой части в единице объема породы	m
Объем пор в единице объема породы	n
Объем воды в породе	$V_{\text{п}}$
Объем твердой части в единице объема породы	V_a
Плотность минеральной части породы	$\gamma_{\text{м}}$
Плотность воды	$\gamma_{\text{в}}$
Плотность жидкости	$\gamma_{\text{ж}}$
Плотность породы	γ
Плотность скелета породы	$\gamma_{\text{ск}}$
Плотность породы под водой (облегченной массой вытесненного объема воды)	γ'
Пористость	n
Пористость критическая	$n_{\text{кр}}$
Коэффициент пористости	e
Коэффициент пористости породы естественного сложения и влажности (начальный)	e_0
Коэффициент пористости критический	$e_{\text{кр}}$
Коэффициент макропористости	e_m
Предел текучести глинистой породы	$W_{\text{т}}$
Предел пластичности глинистой породы	$W_{\text{р}}$
Число пластичности глинистой породы	$I_{\text{п}}$
Показатель консистенции	B
Показатель относительной консистенции	$D_{\text{к}}$
Показатель естественной уплотненности глинистой породы	K_d
Показатель коллоидной активности	$A_{\text{к}}$
Показатель (индекс) чувствительности глинистой породы	$I_{\text{ф}}$
Коэффициент относительной плотности песчаной породы	I_d
Коэффициент уплотняемости песчаной породы	U

ВОДНЫХ СВОЙСТВ

Влажность набухания	$W_{\text{наб}}$
Влагоемкость полная (влагоемких пород)	$W_{\text{п}}$
Водоёмкость полная (невлагоемких пород)	$W_{\text{н}}$
Влагоемкость максимальная молекулярная	$W_{\text{мм}}$
Водопоглощение (скальных и полускальных пород)	$W_{\text{п}}$
Водонасыщение (скальных и полускальных пород)	$W_{\text{н}}$
Коэффициент водонасыщения (скальных и полускальных пород)	$K_{\text{н}}$
Коэффициент размягчаемости	$K_{\text{р}}$
Водоотдача	$W_{\text{отд}}$
Коэффициент водоотдачи	$\mu_{\text{в}}$
Высота капиллярного поднятия	$H_{\text{к}}$
Подъемная сила менисков воды в капиллярах	$P_{\text{к}}$
Капиллярное давление	Δp
Напор	h
Напор начальный	$h_{\text{н}}$
Напор предельный	$h_{\text{пр}}$
Градиент напорный, гидравлический	I
Градиент начальный	$I_{\text{н}}$
Градиент предельный	$I_{\text{пр}}$
Перепад давлений	$p_1 - p_2$

Коэффициент фильтрации	K_{ϕ}
Коэффициент фильтрации действительный	$K_{\phi.д}$
Коэффициент проницаемости	K_{π}
Удельное водопоглощение	ω
Коэффициент пьезопроводности	α
Гидродинамическое давление	$D_{гд}$
Расход воды	Q
Длина пути фильтрации	l
Скорость движения воды	v

МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ

Нагрузка общая	P
Нагрузка, соответствующая пределу пропорциональности	$P_{пр}$
Нагрузка, соответствующая пределу упругости	P_y
Нагрузка, соответствующая пределу текучести	P_t
Нагрузка, соответствующая пределу прочности	P_{max}
Временное сопротивление сжатию	$R_{сж}$
Временное сопротивление скалыванию	$R_{ск}$
Временное сопротивление растяжению	R_p
Временное сопротивление изгибу	$R_{изг}$
Временное сопротивление, соответствующее пределу упругости	R_y
Временное сопротивление, соответствующее пределу пропорциональности	$R_{пр}$
Временное сопротивление, соответствующее пределу текучести	R_t
Временное сопротивление сжатию образца породы после насыщения водой	$R_{сж. в}$
Временное сопротивление сжатию образца породы, высушенного на воздухе до постоянной массы	$R_{сж. с}$
Напряжение общее	σ
Напряжения главные	$\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$
Напряжения составляющие по осям z, x, y	$\sigma_z, \sigma_x, \sigma_y$
Напряжение нормальное	σ_n
Напряжение касательное	τ
Напряжение эффективное	$\bar{\sigma}$
Поровое давление	u
Деформация относительная	ε
Деформация относительная по осям z, x, y	$\varepsilon_z, \varepsilon_x, \varepsilon_y$
Деформация относительного продольного (вертикального) сжатия	ε_z
Деформация относительного поперечного (горизонтального) расширения	$\varepsilon_x, \varepsilon_y$
Деформация общая	λ
Деформация условно мгновенная	λ_m
Деформация, развивающаяся во времени	λ_t
Деформация упругого последействия (упруговязкая)	$\lambda_{уп}(t)$
Деформация пластического последействия (вязкопластическая)	$\lambda_{пл}(t)$
Деформация ползучести	$\lambda_{пз}$
Приращение деформации (абсолютная деформация)	$\Delta h, \Delta l, \Delta V$
Относительная линейная деформация	$\frac{\Delta h}{h}, \frac{\Delta l}{l}$
Относительная объемная деформация	$\frac{\Delta V}{V}$
Коэффициент сжимаемости	a
Коэффициент относительной сжимаемости	a_0
Коэффициент относительной просадочности	a_m
Модуль упругости (статический)	E
Модуль упругости динамический	E_d

Модуль общей деформации (статический)	E_0
Модуль общей деформации динамический	$E_{o.д}$
Модуль всестороннего (объемного) сжатия	$K_{вст}$
Напряжение всестороннего сжатия	$\sigma_{вст}$
Коэффициент поперечной деформации (коэффициент Пуассона)	μ
Коэффициент бокового давления	ξ
Коэффициент упругого отпора	$K_{отп}$
Коэффициент удельного упругого отпора	$K_{уд. отп}$
Коэффициент сдвига	G
Степень консолидации	U
Фактор времени консолидации	T_u
Коэффициент консолидации	C_u
Сдвигающее (скальвающее) усилие	
Нормальное уплотняющее давление	$\tau_{в}$
Коэффициент внутреннего трения	σ
Угол внутреннего трения	f
Угол естественного откоса	φ
Расчетный параметр линейности (для песков)	α
Общее сцепление (для глинистых пород)	cC
Коэффициент сдвига при нормальном давлении σ_n	$F_{\sigma n}$
Давление связности	p_e
Удельное сопротивление пенетрации	$R_{пн}$
Коэффициент пенетрации (относительное удельное сопротивление пенетрации)	N
Пластическая прочность (условное предельное сопротивление сдвигу)	P_m
Коэффициент крепости	$f_{кр}$
Коэффициент разрыхляемости	K_p

Глава I

ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ ИЗУЧЕНИЯ И КЛАССИФИКАЦИИ ГОРНЫХ ПОРОД В ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ

1-1. Инженерная петрология — раздел инженерной геологии

Горные породы изучаются петрологией и ее разделами. Петрология рассматривает процессы образования горных пород, условия их залегания, а также состав, внутреннее строение и другие признаки с целью выяснения закономерностей в распространении полезных ископаемых.

Практические задачи строительного дела также требуют изучения горных пород, но с другой целью. Горные породы являются важнейшим элементом инженерно-геологических условий территорий, они участвуют в их геологическом строении, определяют характер рельефа местности, развитие разнообразных геологических процессов и явлений, и в том числе стихийных, влияющих на устойчивость территорий, сооружений, условия жизни и деятельности людей. Горные породы определяют распространение подземных вод и месторождений полезных ископаемых на той или иной территории и в то же время служат естественным основанием для различных сооружений, средой для них или строительным материалом. Поэтому изучение свойств различных групп горных пород и закономерностей размещения их в земной коре является важнейшей проблемой инженерной геологии, одного из больших и интереснейших ее разделов — инженерной петрологии.

Основные задачи инженерной петрологии: а) изучение природы физико-механических свойств различных генетических и петрографических типов горных пород и пространственного изменения этих свойств; б) разработка теоретических основ прогноза физико-механических свойств горных пород на различных участках и горизонтах земной коры, методов их полевых и лабораторных исследований и искусственного улучшения.

Изучение горных пород в инженерной петрологии в конечном итоге направлено на исследование их прочности, деформируемости, устойчивости и водопроницаемости.

Под прочностью понимается свойство горных пород сопротивляться разрушению под действием нагрузки. Деформируемость характеризуется изменением формы сложения и объема горных пород под нагрузкой, а устойчивость — их способностью сохранять данное физическое состояние, прочность и равнове-

сие, несмотря на действие на них различных сил (агентов выветривания, силы тяжести, гидростатического и гидродинамического давления и др.). Водопроницаемостью горных пород называют их свойство пропускать через себя воду.

Так как эти важные свойства горных пород определяются естественноисторическими условиями их образования и, следовательно, условиями залегания, составом, структурой, текстурой и физическим состоянием, изучение их в инженерной геологии должно быть петрологическим. Такой подход к изучению горных пород в инженерной геологии определяется еще и тем, что они в земной коре постоянно подвергаются существенным изменениям под влиянием природных геологических факторов (литификации, метаморфизма, тектонических нарушений и трещиноватости, выветривания и др.). Естественно, что изучение горных пород в инженерной геологии несколько отличается от собственно петрологического.

В инженерной геологии исследуются именно те особенности состава, строения и свойств горных пород, которые определяют их прочность, деформируемость, устойчивость и водопроницаемость. При этом учитывается также влияние на них искусственных факторов, возникающих при строительстве различных сооружений, вскрытии горных пород глубокими выемками, подземными выработками, разгрузке и разуплотнении, нагрузке и дополнительном уплотнении, осушении и изменении влажностного режима, усилении или ослаблении влияния подземных и поверхностных вод, изменении температурного режима горных пород и др.

1-2. Принципы изучения горных пород в инженерной геологии

В инженерной геологии горные породы изучают на различных уровнях: молекулярном, микроструктурном и макроструктурном. В первом случае для понимания природы структурных связей между компонентами, слагающими горные породы, и оценки их прочности, деформируемости и устойчивости; во втором — для определения их минерального и петрографического состава и строения (структуры и текстуры), следовательно, условий образования и обусловленности физико-механических свойств; в третьем — чтобы определить размеры, условия залегания и сплошность геологических тел, слагаемых горными породами в земной коре (организацию геологического пространства), служащих основанием, средой и строительным материалом для различных сооружений. Так как по физическому состоянию и свойствам горные породы неоднородны, при изучении одних из них пользуются в какой-то мере методами физики твердого тела, а других — методами физической и коллоидной химии, применяемыми при исследованиях дисперсных систем.

Таким образом, при инженерно-геологическом изучении гор-

ных пород существует определенная направленность, которая требует:

1) изучения всего разреза горных пород в деталях в пределах зоны влияния сооружений или инженерных работ;

2) выделения в разрезе всех разностей пород, существенно отличающихся по своим петрографическим признакам и строительным качествам, независимо от их мощности и распространенности. При этом особое внимание обращается на выделение слабых со строительной точки зрения разностей пород, поверхностей и зон ослабления;

3) изучения не только петрографии горных пород, но также и их физического состояния и физико-механических свойств;

4) изучения пород в естественном залегании, при естественных сложении и влажности, в условиях естественной обводненности и т. д.; в тех случаях, когда горные породы используются как строительные материалы, их можно исследовать в состоянии нарушенного сложения;

5) выяснения и учета изменений состава, состояния и свойств пород под влиянием сооружений и прогноза этих изменений;

6) широкого применения специальных лабораторных и полевых методов исследования горных пород, неиспользуемых в геологии;

7) соблюдения в изучении горных пород определенной последовательности.

На предварительной стадии исследований при изучении района предполагаемого расположения сооружений должны быть выделены генетические и петрографические типы горных пород, встречающиеся в нем, выяснены их распространение, условия залегания, положение в геологической структуре района и оценено влияние каждой разности пород на устойчивость тех или иных участков местности и проектируемых на них сооружений. На этой стадии даются предварительная петрографическая характеристика и оценка физико-механических свойств каждого типа горных пород и устанавливаются их специфические особенности, которые могут влиять на выбор района расположения сооружений и на которые следует обратить внимание на следующей стадии более детальных исследований.

На предварительной стадии исследований свойства горных пород характеризуют обобщенными средними показателями, их инженерно-геологическое изучение выполняется главным образом в процессе инженерно-геологической съемки и сопровождающих ее незначительных разведочных и лабораторных работ.

На стадии детальных исследований, при выборе строительной площадки и особенно в пределах выбранной площадки или участков расположения отдельных сооружений, инженерно-геологическое изучение горных пород состоит в окончательном установлении последовательности напластования (стратификации) отложений, условий залегания каждой разности пород,

детальном изучении их петрографических особенностей и физико-механических свойств. При этом необходимо выяснять степень однородности и изменчивости состава, строения, состояния и свойств каждой разности пород по простиранию и мощности в пределах всей строительной площадки или участка расположения отдельных сооружений. В итоге такого изучения устанавливаются расчетные показатели физико-механических свойств пород, условия строительства на них проектируемых сооружений и в случае необходимости намечают мероприятия, обеспечивающие их устойчивость. На этой стадии инженерно-геологическое изучение горных пород осуществляется главным образом в процессе разведочных, опытных и лабораторных работ.

Таковы общие принципы и направленность изучения горных пород в инженерной геологии.

Под воздействием окружающей среды в горных породах происходят непрерывные количественные изменения, которые в конечном счете приводят к существенным коренным качественным изменениям их свойств. Так, например, сильно насыщенный водой разжиженный ил в процессе диагенеза (гравитационного уплотнения, дегидратации, физико-химических процессов и др.) может стать влажной пластичной глиной, затем при катагенезе — слабовлажной уплотненной глиной, аргиллитом и далее под влиянием процессов метаморфизма может превратиться в глинистый сланец. Рыхлый песок в результате постепенного уплотнения и цементации может стать прочным песчанником и т. д.

В природных условиях обычно состояние и свойства отдельных разностей горных пород изменяются постепенно. При возведении сооружений необходима оценка свойств горных пород как рыхлых несвязных и мягких связных, так и твердых — скальных. Характер и методы этой оценки различны в зависимости от типа и состояния пород, типа проектируемого сооружения и стадии исследования.

1-3. Классификация горных пород в инженерной геологии

Горные породы разнообразны по своему происхождению, составу, строению и свойствам. Изучать свойства горных пород невозможно без систематизации их в определенном порядке, т. е. без классификации. Классификация — это основной раздел любой естественной науки, первый и важный этап обобщения, она отражает степень изученности рассматриваемых предметов в определенном аспекте. Во всякой науке общая классификация изучаемых предметов является центральной теоретической проблемой.

Классификация горных пород в инженерной геологии является, кроме того, средством и методом их познания. Она необходима для:

1) разделения всего многообразия горных пород, встречающихся в природе, на группы, существенно различающиеся по генетическим и петрографическим признакам и строительным качествам, чтобы, пользуясь классификацией, можно было давать предварительную инженерно-геологическую оценку горных пород;

2) построения инженерно-геологических карт, разрезов, схем;

3) определения состава, объема, методики и направления инженерно-геологического изучения горных пород;

4) выбора методов улучшения свойств горных пород.

Единой общепринятой классификации горных пород в инженерной геологии пока нет. Это связано с недостаточной изученностью их свойств и трудностью одной классификацией удовлетворить разнообразные требования строительной практики. Существуют классификации специальные и общие. Специальные классификации разработаны применительно к запросам той или иной отрасли строительного дела. Они обычно основываются на учете одного какого-либо признака горных пород, и в этом случае их подразделяют сравнительно детально.

Общие классификации предназначаются для различных отраслей строительства. Они разработаны с учетом нескольких или многих признаков горных пород. В них обычно выделяются все наиболее распространенные типы горных пород и дается с той или иной степенью детальности их строительная характеристика. Естественно, что общие классификации менее детальны, чем специальные, поэтому последние как бы дополняют первые.

Из специальных классификаций наиболее распространены следующие.

Классификация по устойчивости пород в откосах. Мерой такой устойчивости является угол естественного откоса, т. е. предельный, наибольший угол наклона поверхности откоса, при котором горные породы находятся еще в устойчивом состоянии (не осыпаются, не обваливаются, не оползают). Эта специальная классификация применима при проектировании и строительстве невысоких насыпей, выемок, дамб и других земляных сооружений.

Классификация по несущим способностям пород, определяющимся той наибольшей на них нагрузкой, которая не вызывает опасных деформаций сооружений, осадок, нарушения их устойчивости. Эта классификация широко используется при проектировании и строительстве фундаментов сооружений.

Классификация по способу и трудности разработки горных пород. В этой строительной классификации горные породы подразделяются на категории в зависимости от того, каким инструментом они разрабатываются: подборочной лопатой или штыковой, с применением кайла, лома

ТАБЛИЦА 1-1

Классификация горных пород (по М. М. Протодяконову)

Категории	Степень крепости пород	Породы	Коэффициент крепости
I	В высшей степени крепкие	Наиболее крепкие, плотные и вязкие кварциты и базальты. Исключительные по крепости другие породы	20
II	Очень крепкие	Очень крепкие гранитоидные породы, кварцитовый порфир, очень крепкий гранит, кремнистый сланец, менее крепкие, нежели указанные выше, кварциты. Самые крепкие песчаники и известняки	15
III	Крепкие	Гранит (плотный) и гранитовые породы. Очень крепкие песчаники и известняки. Кварцевые рудные жилы. Крепкий конгломерат. Очень крепкие железные руды	10
III-a	»	Известняки (крепкие). Некрепкий гранит. Крепкие песчаники. Крепкий мрамор, доломит, колчеданы	8
IV	Довольно крепкие	Обыкновенный песчаник. Железные руды	6
IV-a	То же	Песчанистые сланцы. Сланцеватые песчаники	5
V	Средние	Крепкий глинистый сланец. Некрепкий песчаник и известняк, мягкий конгломерат	4
V-a	»	Разнообразные сланцы (некрепкие), плотный мергель	3
VI	Довольно мягкие	Мягкий сланец, мягкий известняк, мел, каменная соль, гипс. Мерзлый грунт, антрацит. Обыкновенный мергель. Разрушенный песчаник, сцементированная галька и хрящ, каменный грунт	2
VI-a	То же	Щебенистый грунт. Разрушенный сланец, слежавшаяся галька и щебень, крепкий каменный уголь ($f_{кр} = 1,4 \div 1,8$), отвердевшая глина	1,5
VII	Мягкие	Глина (плотная). Средний каменный уголь ($f_{кр} = 1,0 \div 1,4$). Крепкий глинистый грунт	1,0

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. I-1

Категории	Степень крепости пород	Породы	Коэффициент крепости
VII-a	Мягкие	Легкая песчаная глина, лёсс, гравий. Мягкий уголь ($f_{кр} = 0,6 \div 1,0$)	0,8
VIII	Землистые	Растительная земля. Торф. Легкий суглинок, сырой песок	0,6
IX	Сыпучие	Песок осыпи, мелкий гравий, насыпная земля, добытый уголь	0,5
X	Плывучие	Плывуны, болотный грунт, разжиженный лёсс и другие разжиженные грунты ($f_{кр} = 0,1 \div 0,3$)	0,3

или других ударных инструментов, с частичным применением взрывных работ или только взрывным способом. Этой классификацией широко пользуются при выполнении различных земляных работ, так как категория пород определяет стоимость 1 м³ земляных работ.

Классификация по крепости пород, характеризующейся их сопротивлением разрушающим усилиям. Эта классификация известна как классификация М. М. Протодяконова (табл. I-1). За меру крепости пород в ней принят коэффициент кажущегося трения, названный автором коэффициентом крепости (см. гл. III-4). Классификация М. М. Протодяконова имеет очень широкое применение в инженерной практике, особенно в горном деле.

Классификация по степени водопроницаемости или водопоглощения. Показателями водопроницаемости горных пород, а для скальных и полускальных пород также их трещиноватости и закарстованности являются коэффициент фильтрации и удельное водопоглощение. Коэффициент фильтрации характеризует скорость движения воды (м/сут, см/сут) в породе при напорном градиенте, равном единице. Под удельным водопоглощением понимают расход воды (л/мин), поглощаемой горными породами, вскрытыми скважиной, при напоре 1 м и длине испытуемого интервала 1 м. Коэффициент фильтрации является абсолютной характеристикой породы, а удельное водопоглощение — относительной, сравнительной. Оба эти показателя свойств горных пород часто используются для решения различных строительных задач.

Из общих классификаций в настоящее время наиболее известны классификации Н. Н. Маслова, Е. М. Сергеева, Строительных норм и правил (СНиП II—15—74) и Ф. П. Саваренского.

В классификации Н. Н. Маслова [1941 г.] основными признаками для подразделения различных петрографических типов горных пород на классы и группы служат их механическая прочность и водостойкость. В соответствии с этим в ней выделяют пять классов пород (скальные, полускальные, сыпучие, глинистые, сильно сжимаемые), каждый из которых в свою очередь подразделяется на группы (гидростойкие и гидронестойкие). В этой классификации учтены важные для строительной оценки свойства пород, но в ней недостаточно полно отражены генетические и петрографические признаки пород и характерные количественные показатели их свойств.

В классификации Е. М. Сергеева [1959 г.] выделены классы, группы и подгруппы пород. Первые два класса характеризуются по наличию или отсутствию в породах жестких структурных связей, т. е. по признаку, проявляющемуся главным образом в образце. Третий и четвертый классы составляют почвы и искусственные грунты, т. е. специфические генетические образования. При выделении групп и подгрупп в одном случае учитываются генетические, а в другом — петрографические признаки пород. Третий и четвертый классы на группы не подразделяются. Следовательно, в классификации Е. М. Сергеева в основу выделения классов, групп и подгрупп положены важные, но различные признаки. Эта классификация не содержит количественных характеристик свойств горных пород.

В новом варианте классификации Е. М. Сергеева [1978 г.] первый класс горных пород назван «скальные грунты», а второй — «дисперсные (рыхлые) грунты», т. е. по существу так же, как по номенклатуре СНиП II—15-74, — «скальные» и «нескальные». В класс «скальных грунтов» включены группы и подгруппы различных магматических, метаморфических и осадочных сцементированных горных пород, независимо от их трещиноватости, выветрелости, закарстованности, состава цемента, строения, физического состояния и растворимости. При этом отмечается, что главная инженерно-геологическая особенность хомогенных пород (гипса, ангидрита, галита, карналлита, сильвинита), отнесенных к классу скальных грунтов, состоит в их высокой прочности, которая мало изменяется при их водонасыщении. В класс «дисперсных (рыхлых) грунтов» объединены трепелы, диатомиты, мел, мергели, глины, суглинки, почвы и др. Как видно, эта классификация не учитывает многие инженерно-геологические особенности горных пород и так же, как и первая, не содержит количественных характеристик их свойств.

Важнейшими общесоюзными руководящими документами для проектирования различных сооружений являются «Строительные нормы и Правила». Во второй части (Нормы проектирования), в гл. 15 (Основания зданий и сооружений) приведена номенклатура грунтов оснований (СНиП II—15—74), представ-

ляющая собой как бы общую классификацию горных пород. Разработана она не геологами и рассчитана в первую очередь на проектировщиков и строителей. Этой номенклатурой обязаны пользоваться и изыскатели, однако составлена она без учета важнейших геологических особенностей горных пород, в грубо обобщенном виде, с существенными ошибками. Все горные породы в ней подразделяются на скальные и нескальные. К скальным относятся любые твердые и относительно твердые породы, залегающие в виде сплошного или трещиноватого массива. Таким образом, в этой классификации не учитываются влияние трещиноватости и закарстованности пород на их свойства и, следовательно, обусловленные ими изменения водопроницаемости, прочности, деформируемости и устойчивости пород в условиях естественного залегания. К скальным породам наряду с магматическими, метаморфическими и осадочными сцементированными относятся также такие растворимые породы, как каменная соль и гипс. При проектировании зданий и сооружений на таких породах СНиП (с. 4) рекомендуют устанавливать степень их растворимости. Так классифицировать горные породы нельзя, потому что каменная соль и гипс по своим строительным качествам не имеют ничего общего с породами нерастворимыми и труднорастворимыми. Устанавливать степень их растворимости нет надобности, она известна.

В СНиП в качестве основного признака для подразделения скальных пород рекомендуется значение временного сопротивления их одноосному сжатию. Однако общеизвестно, что, хотя это важный показатель свойств, прочность скальных и полускальных пород в образце и в условиях естественного залегания различны. Для таких пород огромное значение имеет масштабный фактор. Поэтому рекомендуемый «лабораторный» признак для их подразделения нельзя считать главным.

В СНиП не выделяются в самостоятельную группу породы относительно твердые — полускальные, существенно отличающиеся от скальных по своим строительным качествам. Наконец, в них принят совершенно неправильный принцип классификации песков по массе суммы различных фракций. Наименование песку дается по совокупности фракций. Так, например, по этой классификации песок следует называть мелким, если масса частиц крупнее 0,1 мм составляет в нем более 75 %, хотя мелких песчаных частиц в породе может быть ничтожно мало. Естественно, что такой песок будет обладать свойствами, нехарактерными для мелкого песка. Так же выделяются и другие разности песков. При такой классификации визуальное описание песков, выполняемое при полевых работах, никогда не будет совпадать с лабораторными данными. В этой классификации не выделяются тонкозернистые пески, широко распространенные в природе, и совсем необоснованно выделяются пески пылеватые.

Строительные нормы и Правила выполнили важную роль в установлении единообразия и порядка в классификации горных пород, однако приведенная в них номенклатура горных пород не отвечает современному уровню их инженерно-геологической изученности. Она затрудняет давать инженерно-геологическую характеристику пород и не стимулирует повышение качества инженерных изысканий. Надо полагать, что со временем она будет исправлена.

Из всех известных общих классификаций принципиально наиболее правильной является классификация Ф. П. Саваренского [1937 г.]. Эта классификация с изменениями и дополнениями, внесенными нами с целью более полного учета генетических и петрографических признаков и физико-механических свойств горных пород, рассматривается ниже.

I-4. Основы инженерно-геологической классификации горных пород

Естественным геологическим признаком для подразделения различных горных пород, встречающихся в земной коре, является их происхождение. В соответствии с этим выделяются горные породы изверженные, метаморфические, осадочные и техногенные. Каждый из этих генетических типов горных пород достаточно обособлен и обладает рядом только ему присущих характерных признаков и свойств. Важнейшие из них — минеральный состав, структура, текстура, условия залегания, физическое состояние и физико-механические свойства — являются прямым следствием условий образования горных пород и условий существования их в земной коре. Все эти важные генетические признаки позволяют выделить большое число петрографических типов горных пород.

Различные генетические и петрографические типы пород могут быть объединены в определенные группы по физико-механическим свойствам. Последние позволяют каждой выделенной группе давать определенную характеристику строительных качеств, т. е. характеристику их прочности, деформируемости, устойчивости и водопроницаемости. Таким образом можно выделить следующие пять групп горных пород по физико-механическим свойствам: 1) твердые породы — скальные; 2) относительно твердые породы — полускальные; 3) рыхлые несвязные породы; 4) мягкие связные породы; 5) породы особого состава, состояния и свойств.

В этом инженерно-геологическом подразделении горных пород на группы наблюдается изменение их строительных качеств от первой группы к пятой, исчезновение одних признаков и свойств и появление новых. Количественные оценки каждой группы пород даны с учетом их петрографических особенностей, степени выветрелости, трещиноватости, закарстованности и

других свойств, основаны на большом, статистически обработанном фактическом материале и достоверно отражают их свойства в условиях естественного залегания.

Скальные породы наиболее совершенны в инженерно-строительном отношении. Они обладают высокой прочностью и устойчивостью, малой деформируемостью и слабой водопроницаемостью. Участки распространения таких пород наиболее благоприятны для строительства любых сооружений без существенных ограничений и часто без применения сложных мероприятий для обеспечения их устойчивости.

Полускальные породы отличаются от скальных меньшей прочностью и устойчивостью, большей деформируемостью, значительной или высокой водопроницаемостью. Они часто значительно трещиноваты, а карбонатные породы закарстованы, хотя те и другие могут иметь высокую прочность в образце. Полускальные породы обычно отличаются большой неоднородностью и анизотропностью. Участки их распространения в большинстве случаев благоприятны для строительства различных, и в том числе ответственных, сооружений, но нередко с соблюдением определенных ограничений и применением сложных инженерных мероприятий для обеспечения их устойчивости и нормальных условий эксплуатации.

Следует заметить, что термины «скальные» и «полускальные» породы — производственные, они условно в сжатой форме выражают строительные свойства пород и предполагают определенные условия строительства на них сооружений.

Рыхлые несвязные и мягкие связные породы по сравнению со скальными и полускальными характеризуются значительно меньшей прочностью и устойчивостью и большей деформируемостью. Некоторые из них сильноводопроницаемы. Эти группы охватывают разнообразные генетические типы осадочных пород главным образом четвертичного возраста. Они отличаются большой изменчивостью физического состояния и свойств. Условия строительства сооружений на таких породах часто сопряжены с большими ограничениями.

Породы особого состава, состояния и свойств, как правило, слабые в строительном отношении, и поэтому при выборе мест для расположения сооружений по возможности стараются избегать участков, сложенных ими. Выделение этих пород в одну группу логически вполне оправдано не только тем, что они обладают особыми строительными качествами, но и их экстремальным положением в геологических рядах образований земной коры, отражающих процессы гумификации, литификации, метаморфизма, растворимости, преобразования и др. Так, например, торф занимает крайнее (экстремальное) положение в ряду: торф — бурые угли — каменные угли разных марок — антрацит; глинистый ил — в ряду: илы — мягкие глины — уплотненные глины — аргиллиты — аргиллиты со следами слан-

Инженерно-геологическая классификация горных пород (по Ф. П. Сафарескому, с изменениями и дополнениями В. Д. Ломтадзе)

Группа	Генетические типы				Метаморфические	
	Глубинные — интрузивные	Магматические Полуглубинные и жильные	Излившиеся — эффузивные	Массивные	Сланцеватые	
I Твердые — скальные	Граниты, сиениты, гранодиориты, габро	Гранит-порфиры, сиенит-порфиры, гранодиорит-порфиры, диорит-порфиры, габро-порфиры	Кварцевые и бескварцевые порфиры и порфириты, диабазы, липариты, трахиты, дациты, андезиты, базальты	Мраморы, кварциты	Гнейсы, кристаллические сланцы	
II Относительно твердые — полускальные	Выветрелые, сильноотщепинчатые и закарстованные горные породы I группы, имеющие пониженные показатели физико-механических свойств					
III Рыхлые несвязные	—	—	—	—	—	
IV Мягкие связные	—	—	—	—	—	
V Породы особого состава, состояния и свойств	Мерзлые породы, резко изменяющие прочность, деформируемость и устойчивость при оттаивании					
Группа	Генетические типы				Техногенные	
	Пирокластические	Осадочные Обломочные	Глинистые	Органогенные и хемогенные	Искусственно улучшенные	Искусственно преобразованные
I Твердые — скальные	—	Песчаники и конгломераты с прочным цементом	—	Известняки и доломиты плотные и прочные и прочие	Породы I группы, уплотненные и укрепленные цементацией	Породы II группы, преобразованные в скальные путем уплотнения и укрепления цементацией

II Относительно твердые — полускальные	Вулкани- ческие туфы, туф- фиты и ту- фогенные породы	Песчаники, конгломераты и алевролиты с глинистым цементом	Глинистые сланцы, аргиллиты	Известняки и доломиты глинистые, мергели, мел, кремнистые породы	Породы II группы, уплотненные или укрепленные це- ментацией, гли- низацией, битуми- низацией или дру- гими способами	Породы III и IV групп, преобразованные в до- стояния полускаль- ных путем уплотнения и укрепления цемента- цией, силикатиза- цией, синтетическими смолами или битума- ми; глинистые породы, закрепленные терми- ческой обработкой или силикатизацией (лесс- ирование) или другими способами
III Рыхлые несвязные	—	Пески, гравий, галечники, щебенистые породы	—	—	Породы III группы, уплотненные и закреплен- ные путем осушения, трамбования, укатки, виброуплотнения, битумизации или грану- лометрическими добавками	
IV Мягкие связные	—	—	Глины, суглинки, супеси, лессовые породы	—	Породы IV группы, уплотненные и закреплен- ные трамбованием, укаткой, электроосмоти- ческим осушением, электрохимическим за- креплением и другими способами	
V Породы особого состава, состоя- ния и свойств		Пески-песча- вые, песча- ные илы	Глинистые породы за- солоненные, глинистые илы	Торфы, почвы, гипсы, ангид- риты, камен- ная соль	Искусственно отсыпанные, состоящие из отхо- дов промышленного и строительного про- изводства, из смеси отходов производства и воз- бужденных насыпей, отвалов и намытых пло- щадей, а также измененные вследствие подтопления, избыточного увлажнения и засоления	

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 1-2

Группа	Физико-механические свойства	
	Физические	Водные
I	Плотность высокая (2,65—3,10 г/см³), пористость незначительная — доли процента, редко больше	Невлагоемкие, практически нерастворимые, водонепроницаемы только по трещинам. Коэффициент фильтрации не превышает 10 м/сут, удельное водопоглощение $\omega < 5$ л/мин
II	Плотность средняя (2,20—2,65 г/см³), пористость до 10—15 %, у отдельных разновидностей выше. Скавжность изменяется в широких пределах	Слабовлагоемкие. Водонепроницаемость изменяется в зависимости от трещиноватости и выветрелости, коэффициент фильтрации изменяется от 0,5 до 30 м/сут (ω до 15 л/мин) у слабо- и средневодонепроницаемых и более 30 м/сут ($\omega > 15$ л/мин) у сильноводонепроницаемых
III	Плотность (1,40—1,90 г/см³) и пористость (25—40 %) изменяются в широких пределах	Невлагоемкие или слабовлагоемкие (тонко- и мелкозернистые разновидности), практически нерастворимые, водонепроницаемые. Коэффициент фильтрации до 30 м/сут у слабо- и средневодонепроницаемых и превышает 30 м/сут у сильноводонепроницаемых
IV	Плотность (1,10—1,20 до 1,90—2,10 г/см³), пористость (20—30 до 75—80 %) и влажность (12—15 до 75—80 %) изменяются в широких пределах	Влагоемкие, нерастворимые, слабоводонепроницаемые или водонепроницаемые. Коэффициент фильтрации обычно меньше 0,1 м/сут
V	Горные породы характеризуются специфическими свойствами, требующими специальных методов исследований и индивидуальной оценки	

Группа	Физико-механические свойства
	Механические
I	Прочность и упругость высокие. Сопротивление сжатию 50—400 МПа, скалыванию 20—100 МПа, разрыву 2—15 МПа. Несжимаемы, устойчивы в откосах. Модуль общей деформации обычно выше 10 000 МПа. Скорость распространения продольных волн (v_p) изменяется от 4,0—4,5 до 6,5—7,0 км/с, у некоторых разностей до 8,0 км/с, сейсмическая жесткость 10—12. Коэффициент сдвига бетона по этим породам достигает 0,65—0,70. Крепость высокая, $f_{kr} > 8$. Разрабатываются взрывным способом. Характерна анизотропия свойств в условиях естественного залегания
II	Прочные — с сопротивлением сжатию 15—50 МПа, средней прочности — 2,5—15 МПа и малой прочности < 2,5 МПа. Сопротивление скалыванию превышает 5 МПа у прочных, от 1 до 5 МПа у пород средней прочности и менее 1 МПа у слабых. Сопротивление разрыву от 0,1—0,2 до 2—3 МПа. Слабосжимаемы или практически несжимаемы. Модуль общей деформации у пород ослабленных < 2000 МПа, у менее ослабленных — от 2000 до 10 000 МПа. Скорость распространения продольных волн (v_p) от 1,1—1,6 до 4,0—4,5 км/с, сейсмическая жесткость от 2,9—4,7 до 10—12. Коэффициент сдвига бетона по этим породам изменяется от 0,3 до 0,5—0,55. Устойчивость в откосах зависит от степени трещиноватости и выветрелости. Крепость средняя, $f_{kr} = 2 \div 8$. Разрабатываются ударным инструментом и взрывным способом. Характерна анизотропия свойств в условиях естественного залегания. Многие породы обладают реологическими свойствами
III	Прочность зависит от плотности сложения. Крепость небольшая, $f_{kr} < 2$. Обычно сжимаемы. Модуль общей деформации изменяется от 5—10 до 100 МПа. Скорость распространения продольных волн от 0,2—1,0 до 1,5—1,8 км/с, сейсмическая жесткость от 0,5—2,9 до 4,0—4,8. Коэффициент внутреннего трения $f = 0,25 \div 0,60$. Устойчивость в основании сооружений и в откосах зависит от внутреннего трения и интенсивности динамических воздействий. Разрабатываются механическим и ручным способами
IV	Прочность изменяется в широких пределах в зависимости от влажности и плотности. Крепость небольшая, $f_{kr} < 2$. Сжимаемы и сильносжимаемы, модуль общей деформации изменяется от 5 до 100 МПа. Скорость распространения продольных волн от 0,3—0,85 до 1,0—2,2 км/с, сейсмическая жесткость от 0,8—2,3 до 2,8—5,9. Коэффициент внутреннего трения мал — $f = 0,15 \div 0,35$. Устойчивость в откосах зависит от влажности пород и высоты откоса. Разрабатываются ручным и механическим способами. Характерны реологические свойства
V	Горные породы характеризуются специфическими свойствами, требуют специальных методов исследований и индивидуальной оценки

цеватости — филлиты и т. д.; песчаный ил — песок — слабый песчаник — крепкий песчаник и т. д.; легкорастворимые породы (каменная соль) — растворимые (гипсы, ангидриты) — трудно-растворимые (карбонатные) — практически нерастворимые; породы техногенно малоизмененные — заметно измененные — преобразованные — вновь созданные.

Таким образом, породы V группы действительно либо особого состава, либо находящиеся на самом начальном этапе геологической эволюции (илы, почвы, торф, техногенные образования, пливуны в четвертичных отложениях и др.), либо такие, превращения которых при литификации обусловлены какими-то особыми геологическими обстоятельствами (пливуны в коренных породах, мерзлые породы и др.). Крайнее — экстремальное — положение пород этой группы в геологической эволюции определяет особые условия строительства на них сооружений и выполнения инженерных работ.

Из сказанного следует, что инженерно-геологическая классификация горных пород должна основываться на учете генетических и петрографических особенностей пород и их физико-механических свойств. Различные генетические и петрографические типы горных пород в ней должны объединяться в группы, существенно различающиеся по своим строительным качествам. Такая классификация и представлена в табл. 1-2. Достоинством этой классификации является ее естественность. Она отражает закономерное размещение каждой группы горных пород в земной коре. Действительно, различия в геологическом строении тех или иных территорий проявляются в первую очередь в различном сочетании комплексов горных пород, слагающих геологические разрезы.

В Советском Союзе, как и в других странах, при геологических исследованиях в геологическом разрезе принято выделять комплексы: а) четвертичных отложений, представленные преимущественно породами III, IV и V групп по рассматриваемой инженерно-геологической классификации; б) покровный — недислоцированные или слабодислоцированные осадочные и вулканогенные породы и прорывающие их магматические тела — это породы чехла древних и молодых платформ, обнажающиеся на поверхности или прикрытые четвертичными отложениями; породы этого комплекса по инженерно-геологической классификации относятся главным образом к относительно твердым — полускальным; в) складчатый — дислоцированные осадочные, вулканогенные и метаморфические породы и прорывающие их магматические — это породы складчатого фундамента платформ, обнажающиеся на поверхности или покрытые различными сочетаниями пород четвертичного и покровного комплексов. По инженерно-геологической классификации породы кристаллического фундамента являются преимущественно твердыми — скальными.

В геологическом разрезе того или иного района до глубины возможного влияния сооружений или инженерных работ могут выделяться тот или иной комплекс горных пород или определенные их сочетания. В соответствии с этим районы подразделяются на одно-, двух- и трехъярусные (табл. 1-3). Так, например, в пределах северо-запада Русской платформы можно выделить районы: приповерхностного залегания кристаллических пород докембрия — типы III или V (Балтийский щит и др.); неглубокого залегания песчано-глинистых и карбонатных пород палеозоя — типы II, IV, VI и VII (южный склон Балтийского щита, Ордовикское плато, Главное девонское поле и др.); распространения ледниковых и водно-ледниковых отложений Северо-Запада — тип I и др.

Т А Б Л И Ц А 1-3
Классификация районов по строению геологического разреза,
принятая в Советском Союзе при региональных геологических
исследованиях

Комплексы горных пород	Районы						
	Одноярусные			Двухъярусные		Трехъярусные	
	I	II	III	IV	V	VI	VII
Четвертичный	+	—	—	+	+	—	+
Покровный	—	+	—	+	—	+	+
Складчатый	—	—	+	—	+	+	+

П р и м е ч а н и е. Знак плюс — присутствие, знак минус — отсутствие комплекса в пределах глубины изучения района. Римские цифры — типы районов.

Как показывает практика, инженерные изыскания при проектировании и строительстве гражданских и промышленных сооружений, а также различных линейных и мелиоративных, аэродромов и многих других наиболее часто ведутся в районах, относящихся к I, IV, V и VII типам. При проектировании гидроузлов, туннелей и других подземных сооружений, дорог в горных районах, мостовых переходов, шахт и карьеров для разработки месторождений полезных ископаемых инженерные изыскания ведутся главным образом в районах приповерхностного залегания коренных пород, т. е. в районах типов II, III, IV и др. Следовательно, строительство различных типов сооружений связано, как правило, с определенными комплексами горных пород, принадлежащими к определенным группам по рассматриваемой инженерно-геологической классификации.

Обратим внимание также на то, что горные породы в условиях естественного залегания в земной коре находятся в напряженном состоянии, о чем подробнее будет сказано ниже, в гл. II. Здесь же только отметим, что распределение напряже-

ний в горных породах осадочного чехла древних и молодых платформ, т. е. в породах преимущественно относительно твердых — полускальных, рыхлых несвязных и мягких связных, иное, чем в кристаллических породах фундамента. Вертикальная составляющая регионального поля Земли в таких породах определяется в основном нагрузкой вышележащих пород. Напряжения в породах кристаллического фундамента, т. е. преимущественно твердых — скальных, обусловлены не только гравитационными, но и еще в большей степени тектоническими силами. Поле напряжений в них во многих случаях характеризуется избыточными значениями его составляющих по сравнению с вертикальными напряжениями, обусловленными нагрузкой вышележащих масс. Распределение избыточных вертикальных и горизонтальных напряжений показывает, что они связаны главным образом с областями активных новейших и современных тектонических движений.

Выделение перечисленных пяти групп горных пород в предлагаемой классификации логично также и потому, что с каждой из них связано распространение определенных типов подземных вод в земной коре (трещинных, пластово-трещинных, пластовых, карстовых, поровых и др.) и развитие определенных геологических процессов и явлений. Эти вопросы полно рассмотрены в «Инженерной геодинамике» [41].

Таким образом, рассматриваемая инженерно-геологическая классификация горных пород, разработанная на основании многочисленных наблюдений и исследований, отражает не только основные их признаки и статистически точные количественные характеристики свойств, но также закономерности размещения различных групп горных пород в земной коре и их напряженное состояние.

Следует также отметить, что и распространение полезных ископаемых связано, как правило, не только с определенными комплексами горных пород, но и с определенными их группами по этой инженерно-геологической классификации. Например, крупные железорудные месторождения и многие другие рудные распространены в твердых — скальных породах, месторождения угля, нефти, газа и многих других неметаллических и некоторых металлических ископаемых, как правило, — в относительно твердых — полускальных, а россыпных, многих минеральных строительных материалов, торфа и др. — в рыхлых несвязных и мягких связных породах.

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКА И ОЦЕНКА СКАЛЬНЫХ И ПОЛУСКАЛЬНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

II-1. Основные генетические типы

Скальные горные породы характеризуются высокой прочностью, малыми деформируемостью и водопроницаемостью, высокой устойчивостью и сопротивляемостью к воздействию атмосферных факторов. Генетически они подразделяются на магматические массивнокристаллические, метаморфические массивно- и слоисто-кристаллические и осадочные прочно сцементированные. В эту группу должны быть включены также горные породы, искусственно уплотненные и укрепленные цементированием (техногенные), свойства которых сопоставимы со свойствами естественных твердых пород.

Полускальные горные породы отличаются от скальных несколько пониженными показателями физико-механических свойств вследствие особенностей состава, строения и физического состояния (трещиноватости, выветрелости и др.). К этой группе пород относятся: 1) магматические, метаморфические и осадочные прочно сцементированные, характеризующиеся повышенной трещиноватостью, скважностью и выветрелостью; 2) обломочные слабо сцементированные; 3) глинистые высокой степени литификации; 4) органогенные и органогенно-химические; 5) пирокластические и эффузивно-осадочные сцементированные; 6) техногенные — разнообразные естественные породы, искусственно уплотненные и укрепленные различными средствами.

Как было отмечено выше, магматические, метаморфические осадочные породы по своему происхождению достаточно обособлены и отличаются рядом только им присущих характерных признаков и свойств. Эти качественные отличия каждого генетического типа горных пород являются прямым следствием условий их образования и существования в земной коре.

Магматические горные породы образуются из магматических расплавов. В зависимости от состава магмы, условий ее остывания и кристаллизации в земной коре образуются горные породы того или иного петрографического состава и структуры. Следовательно, у магматических пород (интрузивных и эффузивных) уже в магматическую фазу при определенных термодинамических и физико-химических условиях формируются

минеральный состав, структура и структурные связи, т. е. важнейшие петрографические признаки, оказывающие влияние на их физико-механические свойства.

Под влиянием тектонических движений магматические массы, внедряясь в толщу земной коры, подвергаются давлению со стороны движущихся масс боковых пород. Такое давление приводит к истечению магмы в направлениях, перпендикулярных к нему. В эту фазу начальной магматической тектоники — прототектоники [Полканов А. А., Елисеев Н. А., 1934, 1945, 1953 гг.] — начинают зарождаться и развиваться текстурные особенности породы, проявляющиеся в равномерном или неравномерном распределении в ней ориентированных кристаллов минералов, шлировых выделений, ксенолитов, следов флюидности, линейности, полосчатости, сланцеватости и т. п. Все это в конечном счете создает неоднородность, анизотропность породы, формирует поверхности и зоны ослабления, явно проявляющиеся или скрытые.

По мере остывания и кристаллизации магматических масс под влиянием внутренних сил и продолжающихся тектонических движений (боковое давление) в отвердевшем массиве образуются системы скрытых, закрытых и открытых микро- и макротрещин, расколов и разломов. По ним, как по каналам, поднимаются магматические растворы, которые, остывая, образуют жилы, дайки и т. п. Эти процессы характеризуют позднемагматическую фазу формирования магматического массива. Некоторые системы трещин, расколов и разломов появляются после полного затухания магматических процессов, в постмагматическую фазу или даже во время последующих тектонических

ТАБЛИЦА II-1

Формирование важнейших структурно-петрографических особенностей магматических пород, имеющих инженерно-геологическое значение

Фазы	Последовательность формирования структурно-петрографических особенностей пород
Собственно магматическая	Формируются минеральный состав, структура и структурные связи
Начальной магматической тектоники — прототектоники	Зарождаются и развиваются текстурные особенности, создается неоднородность (анизотропность) пород, формируются поверхности и зоны ослабления (явно проявляющиеся или скрытые)
Позднемагматической тектоники	Образуются системы скрытых, закрытых и открытых макро- и микротрещин, расколов и разломов, жилы, дайки и т. п., усиливается неоднородность пород
Постмагматической тектоники	Возникают новые системы трещин, расколов и разломов. Свойства пород становятся зависящими от направления действия усилий, распространения упругих волн, фильтрации воды и т. д.

циклов (табл. II-1). Все эти явления поздние и постмагматической фаз создают внутреннюю структуру массы магматических пород с присущими им «дефектами», влияющими на их прочность, деформируемость, устойчивость, скважность, водопроницаемость, водоносность и т. д.

Таким образом, формирование магматических пород протекает в особых термодинамических условиях, создающих большие внутренние напряжения сжатия, при постоянном влиянии внешних тектонических движений (боковое давление). Эти значительные внутренние напряжения в породах проявляются в их структурно-петрографических особенностях.

Из приведенного следует, что инженерно-геологическая характеристика скальных магматических пород в образце всегда должна существенно отличаться от характеристики, которую они имеют в условиях естественного залегания. Поэтому в основе инженерно-геологического изучения этих пород должны быть структурно-петрографические и структурно-тектонические полевые наблюдения и исследования. Лабораторные исследования магматических пород позволяют расширить характеристику их свойств, но изменить полевую оценку мест расположения сооружений, условий их строительства и прогноз устойчивости не могут.

Совокупность процессов образования осадков и осадочных пород принято называть литогенезом. Изучение общего хода и закономерностей литогенеза — задача сложная, а изучение формирования свойств осадочных пород в процессе их образования и существования в земной коре — задача еще более сложная. Однако надо ясно представлять, что знание способа и условий образования осадочных толщ — это знание свойств осадочных пород.

Как известно, образование осадочной породы происходит в несколько последовательных этапов: 1) образование исходного материала при выветривании материнских пород; 2) перенос этого материала и частичное отложение на путях перемещения; 3) отложение осадочного материала в конечных пунктах осадконакопления; 4) преобразование осадков в породы; 5) изменение пород в земной коре при прогрессивном развитии осадочного процесса или их разрушение, выветривание — при регрессивном. Последние два этапа — преобразование осадка в породы (диагенез) и изменение пород в земной коре (катагенез) — представляют собой стадии литификации, т. е. окаменения сначала осадка, а затем породы (рис. II-1).

В зависимости от условий и способа накопления осадочного материала образуются различные генетические и петрографические типы осадочных пород — обломочные, глинистые, химические, органогенные и пирокластические. Свежеотложившиеся осадки под влиянием различных факторов литификации претерпевают те или иные изменения состава, состояния и

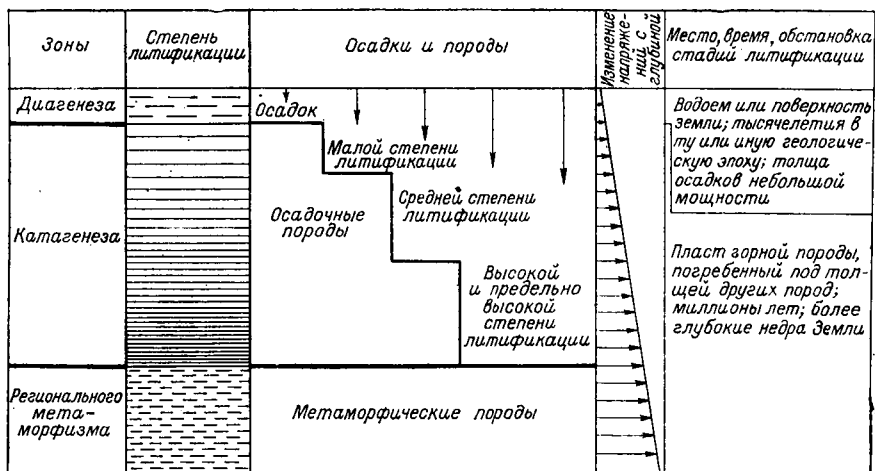


Рис. II-1. Схема формирования осадочных пород при литификации (по В. Д. Ломтадзе).

свойств. Диапазон этих изменений от осадка до высоколитифицированной породы контролируется довольно точно. Это подробно рассматривается в гл. IV.

Метаморфические породы образуются из магматических и осадочных пород разного состава в результате глубокого их преобразования под влиянием высоких температур (до 850—900 °С) и давления (до 1—2 тыс. МПа), действия горячих растворов и летучих компонентов. Большое значение при этом имеет и состав исходных пород. Метаморфические породы, как правило, приурочены к подвижным складчатым зонам, их образование связано с тектоническими движениями, сопровождающимися магматическими процессами. Метаморфическая перекристаллизация есть одна из форм движения вещества в процессе тектонического перемещения масс горных пород. Поэтому для метаморфических пород, кроме того, что они обычно имеют полнокристаллическое строение и существенно состоят из особых «метаморфических» минералов, характерны панпараллельное расположение чешуйчатых, листоватых, игольчатых и призматических кристаллов минералов, а также различные формы трещиноватости, кливажа и сланцеватости.

Тектурные и структурные особенности метаморфических пород свидетельствуют о том, что их образование происходило не в спокойно залегающих толщах, а в механически подвижной, текучей среде горных масс. Все это обусловило закономерное расположение отдельных компонентов метаморфических пород, их неоднородность (не одного рода слои, полосы, зоны, участки), изменчивость (изменения от точки к точке) и анизо-

тропность (изменения в разных направлениях) свойств, образование поверхностей и зон ослабления.

Следовательно, важнейшие особенности метаморфических пород связаны с их происхождением. Они более заметны и существенно проявляются в условиях естественного залегания пород. Поэтому в основе инженерно-геологического изучения метаморфических пород, так же как и других скальных и полускальных пород, должны быть структурно-петрографические и структурно-тектонические полевые наблюдения и исследования.

Степень преобразования и изменения первичных пород при метаморфизме зависит от той физико-химической и термодинамической обстановки, в которой они оказались. Так как в разных зонах земной коры обстановка неодинакова, то различают три главные ступени метаморфизма — низкотемпературную, среднетемпературную и высокотемпературную.

Низкотемпературная ступень характеризуется слабым проявлением метаморфизма вследствие умеренных температуры и давления. При сравнительно значительном одностороннем тектоническом давлении происходят катаклаз пород и замена безгидроксильных минералов минералами, содержащими гидроксил или воду. На этой ступени образуются такие метаморфические породы, как филлиты, тальковые и хлоритовые и другие метаморфические сланцы.

Среднетемпературная ступень характеризуется значительным проявлением метаморфизма вследствие более высоких температуры и давления, а иногда и значительного одностороннего давления. Здесь образуются различные минералы, не содержащие гидроксильную воду, наряду с минералами, содержащими ее. Условия для образования катаклазитов неблагоприятны, хорошо развивается сланцеватая текстура. Для этой ступени характерны различные кристаллические сланцы, слюдяные сланцы, кварциты, мраморы, амфиболиты.

Высокотемпературной ступени свойственно наиболее интенсивное проявление метаморфизма вследствие высоких температуры и давления, причем давления часто направленного. Здесь образуются безгидроксильные минералы. Сланцеватость пород проявляется слабее, кристаллизация становится более совершенной. На этой ступени образуются различные гнейсы (биотитовые, пироксеновые и др.), мраморы, кварциты, амфиболиты и др.

Следует заметить, что ступень метаморфизма определяет главным образом минеральный состав горной породы, появление или исчезновение тех или иных метаморфических минералов. Степень, или интенсивность, метаморфизма характеризует степень перекристаллизации горной породы, отсутствие или присутствие в ней реликтов структуры или текстуры первоначальной породы и т. д. В соответствии с этим метаморфизованные породы отличаются от метаморфических.

II-2. Петрографическая характеристика

Магматические породы

При проектировании и строительстве различных сооружений с магматическими породами приходится встречаться довольно часто. Для оценки условий строительства на них сооружений важно учитывать минеральный состав, структурные и текстурные особенности, условия залегания, степень и характер трещиноватости и выветрелости. Большое значение при этом имеют и их физико-механические свойства.

Как известно, в зависимости от условий застывания и кристаллизации магмы магматические породы разделяются на глубинные (интрузивные), полуглубинные и излившиеся (эффу-

Т А Б
Классификация маг

Преобладающая составная часть		Ортоклазовые породы	
		Калиевого полевого шпата больше, чем кислого плагиоклаза	
Вторая главная составляющая часть		С уменьшением содержания Биотит (мусковит) и обыкновенная роговая обманка — 6—20 %	
Составная часть, вносящая новые подразделения		Кислые (65—75 % SiO ₂) С кварцем	Средние Без кварца
Окраска		Светлые	
Глубинные (интрузивные)	Полнокристаллические средне- или крупнозернистые; порфирировидные со средне- и крупнозернистой основной массой	Гранит	Сиенит
Полуглубинные	Полнокристаллические мелкозернистые и гигантозернистые, порфирировидные с мелкозернистой основной массой	Гранит-порфир	Сиенит-порфир
Излившиеся (эффузивные)	Скрытокристаллическая, порфировая, почти плотная структура	Кварцевый порфир, липарит	Порфир, трахит

зивные). Каждая из этих фаций магматических пород отличается формой и условиями залегания. Глубинные породы (абиссальные) образуют значительные интрузивные массивы — батолиты — и реже небольшие интрузии — штоки. Полуглубинные породы (гипабиссальные) слагают небольшие интрузии — лакколиты, лополиты, факолиты, дайки, а также различные трещинные внедрения — жилы. Излившиеся породы образуют покровы, потоки, купола и реже небольшие дайки.

В зависимости от структуры, состава и количественного соотношения породообразующих минералов выделяются разнообразные петрографические типы магматических пород. Структура этих пород отражает их генезис и в известной мере позволяет судить об условиях залегания. Для глубинных пород характерны полнокристаллические средне- и крупнозернистые струк-

Л И Ц А II-2

магматических пород

Плагноклазовые породы			Бесполевошпатовые породы
Плагноклаза кислого или среднего больше, чем калиевого полевого шпата	Присутствует только плагноклаз		
	Средний	Основной	
кремнекислоты увеличивается содержание цветных минералов, в том числе:			
Биотит и роговая обманка — 15—20 % (52—65 % SiO ₂)	Роговая обманка, реже пироксен или биотит — до 30 % Основные (40—52 % SiO ₂)	Пироксен и оливин — до 50 %	Оливин, пироксен, роговая обманка — до 100 % Ультраосновные (<40 % SiO ₂)
С кварцем Серые	Без кварца	Иногда оливин Темные	Черные или темно-зеленые
Гранодиорит	Диорит	Габбро	
Гранодиорит-порфир	Диорит-порфирит	Габбро-порфирит	Перидотиты, дуниты, пироксениты
Кварцевый порфирит, дацит	Порфирит, андезит	Диабаз, базальт	

туры или порфировидные со средне- и крупнозернистой основной массой. Полуглубинные породы имеют полнокристаллические мелкозернистые и гигантозернистые структуры, а также порфировидные с мелкозернистой основной массой. Эффузивным породам свойственны скрытокристаллические, почти плотные структуры или порфировые с неполнокристаллической или очень тонкозернистой основной массой.

По содержанию в магматических породах кремнезема (в виде кварца и в связанном состоянии в силикатных соединениях) различают породы кислые ($\text{SiO}_2=65\div75\%$), средние ($\text{SiO}_2=52\div65\%$), основные ($\text{SiO}_2=40\div52\%$) и ультраосновные ($\text{SiO}_2<40\%$).

В зависимости от содержания полевых шпатов, цветных минералов, кварца и некоторых других минералов и их количественного соотношения магматические горные породы подразделяют на следующие группы: 1) гранита — липарита; 2) сиенита — трахита; 3) гранодиорита — дацита; 4) диорита — андезита; 5) габбро — базальта и 6) ультраосновных пород.

Петрографическая характеристика наиболее распространенных разностей магматических пород каждой группы представлена в табл. II-2.

Метаморфические породы

Для оценки условий строительства сооружений на метаморфических породах, как и на магматических, необходимо изучать их минеральный состав, внутреннее строение, условия залегания, степень и характер трещиноватости и выветрелости, а также физико-механические свойства. В зависимости от того, какие агенты метаморфизма играют ведущую роль в глубоком преобразовании горных пород, различают несколько типов метаморфизма и соответственно несколько типов метаморфических горных пород (табл. II-3).

Главные пороодообразующие минералы метаморфических пород в основном те же, что и пород магматических: кварц, полевые шпаты, пироксены, амфиболы, слюды и др. Однако нередко многие второстепенные минералы магматических и осадочных пород становятся главными в метаморфических породах, например такие, как сфен, апатит, рутил, шпинель, серпентин, хлорит, эпидот и др. Кроме того, в составе метаморфических пород существенную роль играют особые «метаморфические» минералы, такие как корднерит, дистен, ставролит, волластонит, андалузит, силлиманит, гранаты, диопсид, тремолит и др. Следовательно, минеральный состав метаморфических пород зависит в первую очередь от состава исходных пород, за счет которых они образовались. Кроме того, большое значение имеют и вновь образующиеся ассоциации минералов.

Метаморфические горные породы отличаются и своим внутренним строением, т. е. структурой и текстурой. Общим призна-

ком этих пород является их полнокристаллическое строение. Минеральные зерна часто уплощены, имеют закругленные очертания и ориентированы в одном направлении параллельно друг другу. Структуры подавляющего большинства метаморфических пород, как известно, кристаллобластические. Они формируются в процессе перекристаллизации горной породы в твердом состоянии (бластез). При этом рост минеральных образований часто происходит в условиях ориентированного давления в направлении, перпендикулярном к нему. Это обуславливает возникновение сланцеватости многих метаморфических пород.

Важным диагностическим признаком метаморфических пород является их текстура. Наиболее характерны для них текстуры: сланцеватая, полосчатая, плейчатая, очковая, пятнистая, массивная. В породах со сланцеватой текстурой зерна минералов имеют пластинчатую и удлинённую форму и располагаются взаимно параллельно. Полосчатая текстура характеризуется чередованием параллельных полос различного минерального состава, различающихся часто и цветом. Плейчатая текстура выражается в развитии микроскладок и мелкой гофрировки отдельных слоёв. Для очковой текстуры характерны округлые или вытянутые в одном направлении порфировидные выделения отдельных минералов среди более мелкозернистой основной массы породы. Пятнистая, или узловатая, текстура выражается в появлении в первоначально глинистых породах округлых или удлинённых выделений новых минералов (графита, слюды, силлиманита, полевых шпатов и др.). Массивная текстура характеризуется равномерным пространственным расположением минеральных образований, отсутствием выраженной сланцеватости, полосчатости и т. д. Сланцеватые и пятнистые текстуры характерны для различных метаморфических сланцев; полосчатая, плейчатая и очковая — для гнейсов; массивная — для мраморов, кварцитов и роговиков.

Условия залегания метаморфических пород в известной мере зависят от условий залегания тех исходных пород, из которых они образовались, однако решающее значение при этом имеет тип метаморфизма. При региональном метаморфизме захватываются огромные области, поэтому метаморфические породы здесь слагают крупные массивы, толщи, формации. Локальный (местный) метаморфизм охватывает ограниченные участки, зоны, по мере удаления от которых наблюдается постепенный или резкий переход от пород метаморфизованных к исходным.

В пределах областей регионального метаморфизма обычно выделяют фации метаморфических пород, различающиеся по составу определенных минералов или минеральных ассоциаций, отвечающих конкретным термодинамическим условиям их образования. Так, например, на карте метаморфических фаций на территории СССР (масштаб 1 : 7 500 000, «Наука», 1966 г.) выделяются три группы фаций: А — высокотемпературные фации

I и II (гранулитовая и амфиболитовая); В — средне- и низкотемпературные фации III и IV (эпидот-амфиболитовая и зеленосланцевая) и С — фации высоких давлений V, VI и VII (глаукофан-лавсонитовая, фация дистеновых сланцев и эклогитовая).

Осадочные породы

Скальные и полускальные горные породы осадочного происхождения распространены очень широко. Они, особенно полускальные, составляют значительную часть верхнего структурного этажа всех платформенных областей и широко развиты в склад-

Т А Б
Классификация метаморфических

Типы метаморфизма	Исходная		
	Известняк	Мергель	Глинистый сланец
Локальный			
Контактово-термальный	Мрамор	Пироксено-плагноклазовый роговик	Роговик
Контактово-метасоматический		Скарн	—
Аутометаморфизм	—	—	—
Околожильный		Скарн	
Катакластический	—	—	—
Региональный			
Низкотемпературной ступени	—	—	Филлит, серицитовый сланец
Среднетемпературной ступени	Мрамор	Зеленый сланец	Слюдяной сланец
Высокотемпературной ступени	Мрамор	Амфиболит	Гнейс
Плутонический, или инъекционный	—	—	Мигматит

чатых областях. По происхождению осадочные сцементированные породы разделяются на следующие четыре группы:

1) пирокластические, образование которых происходило при участии продуктов вулканических извержений, т. е. пеплового материала и обломков вулканических пород различных размеров;

2) обломочные, образовавшиеся из скопления продуктов механического (физического) разрушения различных горных пород;

3) глинистые, образовавшиеся при участии продуктов химического разрушения и разложения различных горных пород;

Л И Ц А II-3

пород (по В. А. Заварицкому)

горная порода					
Песчанник	Гранит	Кислые вулканические породы	Основные и средние вулканические породы	Габбро, диорит	Ультраосновные породы
—	—	Роговик	Пироксен-плаггиоклазовый роговик	—	—
—	—	—	Скарн	—	—
—	Грейзен	Вторичный кварцит	Пропилит	—	Серпентинит
—	Грейзен	—	—	—	Тальковые породы, лиственит
—	Катаклазит, милолит	Порфиرويد	Порфири-тоид	Катаклазит, милолит	—
—	Филлонит	Кварц-серпентиновый сланец	Зелено-каменные породы	—	—
Кварцит	Слюдяной сланец, очковый гнейс	Кварц-слюдяной сланец	Зеленый сланец, альбит-эпидотовый амфиболит	—	—
Кварцит	Гнейс, гранулит	—	Амфиболит, эклогит	—	—
—	Мигматит	—	—	—	—

4) органогенные и химические, образовавшиеся из остатков различных организмов и растений и из химических осадков водных бассейнов.

Прочность и устойчивость осадочных сцементированных горных пород зависят от состава слагающих их компонентов, а также от состава цемента, типа цементации, структурных и текстурных особенностей, количества и состава примесей и включений, степени выветрелости и трещиноватости. Монолитные прочные и устойчивые разности таких пород входят в группу скальных. Разности этих пород с пониженной прочностью, заметно размягчающиеся при увлажнении или монолитность которых нарушена выветриванием, сильной трещиноватостью или коррозионными процессами, составляют группу пород полускальных.

Следует заметить, что хемогенные растворимые породы, такие как гипс, ангидрит, каменная соль и др., одни авторы (Ф. П. Саваренский, Н. Н. Маслов и другие) включают в группу полускальных, а другие (Е. М. Сергеев, а также в классификации СНиП II—15—74) — в группу скальных. С этим согласиться нельзя, так как эти породы вследствие их большой растворимости совершенно несравнимы по своим строительным качествам с любыми скальными и полускальными горными породами. Они требуют применения специальных методов исследования, индивидуальной оценки и особых условий и способов строительства на них сооружений. Как правило, эти породы непригодны в качестве естественных оснований или среды для различных сооружений. Поэтому нельзя включать их ни в группу скальных пород, ни в группу полускальных. Они должны относиться к породам особого состава, состояния и свойств.

Пирокластические породы. Как было отмечено выше, они образуются при участии продуктов вулканических извержений. Поэтому в их составе наряду с нормально-осадочным материалом присутствует пирокластический материал, представленный пелитовыми и алевроитовыми (вулканический пепел), псаммитовыми (вулканический песок) и псефитовыми частицами (ляпили — обломки размером от 2—3 до 20—25 мм и вулканические бомбы — обломки более крупных размеров до глыб включительно). В зависимости от содержания этого материала среди пирокластических пород выделяют туфы, туффиты и туфогенные породы (табл. II-4).

Пирокластические частицы обычно состоят из обломков вулканического стекла, кристаллов различных минералов (кварца, полевых шпатов, биотита, пироксена, амфибола и др.) и эффузивных пород. В зависимости от преобладания тех или иных обломков в пирокластической породе ее называют: а) витрокластической, когда существенно преобладают обломки вулканического стекла; б) кристаллокластической, если главной со-

ТАБЛИЦА II-4
Схема классификации пирокластических пород
(по В. Н. Карпинской)

Признаки, на которых основано подразделение	Название породы		
	Туф	Туффит	Туфогенная порода
Количество пирокластического материала в породе, %	90	90—30	30—10
Размер пирокластических и терригенных частиц, мм	Пелитовый < 0,002 Алевритовый — 0,002—0,05 Псаммитовый — 0,05—2 Псефитовый > 2		
Агрегатное состояние пиро- кластических частиц	Витрокластический Кристаллокластиче- ский Литокластический Смешанный		
Вещественный состав пиро- кластического материала	Липаритовый Фельзитовый Трахитовый Андезитовый Базальтовый и др.		
Литологический тип нормаль- но-осадочной породы	— Песчаник туфоген- ный, алевролит туфогенный и др.		

ставляющей являются обломки кристаллов или целые кристаллы различных минералов; в) литокластической, состоящей из обломков эффузивных пород, и г) смешанной, состоящей из смеси различных по составу обломков.

По аналогии с эффузивными породами среди пирокластических пород различают липаритовые, фельзитовые, трахитовые, андезитовые, базальтовые и др. Туфогенные породы в зависимости от состава нормально-осадочного материала подразделяются на туфогенные песчаники, туфогенные аргиллиты, туфогенные алевролиты и т. д.

Важной составной частью пирокластических пород является их цемент. В туффитах и туфогенных породах цемент всегда содержит нормально-осадочный материал или нацело состоит из него. В туфах цемент обычно состоит из тонкодисперсного вулканического материала, главным образом из частиц вулканического стекла. Пирокластические сцементированные породы нередко обладают значительной прочностью и крепостью. Они обычно залегают среди эффузивных и осадочных образований в виде прослоев, линз и пластов. По внешнему виду они разно-

образны — серые, желтоватые, зеленые, красные, имеют как массивную, так и слоистую текстуру. Схема классификации пирокластических пород приведена в табл. II-4.

Обломочные породы. Скальные и полускальные обломочные породы образуются в результате цементации обломочного материала либо в процессе его накопления, либо после отложения. Они классифицируются по содержанию обломков преобладающих размеров и степени их окатанности. Это определяет структуру породы. Для инженерно-геологических целей рекомендуется классификация, приведенная в табл. II-5.

Т А Б Л И Ц А II-5
Классификация обломочных цементированных пород

Размер обломков, мм	Окатанность	
	Окатанные обломки	Угловатые обломки
Псефитовые обломки		
>200	Конгломераты валунные	—
200—60	» крупногалечные	—
60—40	» среднегалечные	Брекчии
40—20	» мелкогалечные	—
20—2	Гравелиты	—
Псаммитовые частицы		
2—1	Песчаники грубозернистые	—
1—0,5	» крупнозернистые	—
0,5—0,25	» среднезернистые	—
0,25—0,1	» мелкозернистые	—
0,1—0,05	» тонкозернистые	—
Алевритовые частицы		
0,05—0,002	Алевриты	—

Способ и условия отложения обломочного материала могут быть различными, поэтому существует большое разнообразие генетических типов различных конгломератов и брекчий, песчаников и алевритов. Грубообломочные породы (конгломераты и брекчии) наиболее часто встречаются в горно-складчатых областях, где образуют толщи мощностью в десятки, сотни и даже тысячи метров, тогда как на платформах они залегают в толщах других пород в виде небольших прослоев и слоев. Песчаники и алевриты встречаются значительно чаще, чем конгломераты и брекчии. Они широко распространены как на платформах, так и в горно-складчатых областях и составляют примерно 15—20 % объема осадочной оболочки земной коры.

Петрографический состав обломков, составляющих конгломераты и брекчии, т. е. породы с псефитовой структурой, может

быть самым разнообразным, так же как и степень их окатанности. Они могут состоять из магматических, метаморфических и осадочных пород. Состав обломочного материала в песчаниках и алевролитах, т. е. в породах с псаммитовой и алевритовой структурами, также может быть различным. В соответствии с этим их подразделяют на: 1) мономинеральные, состоящие более чем на 90 % из одного минерала (кварцевые песчаники, кварцевые алевролиты); 2) олигомиктовые (малосмешанные), в которых один из минералов составляет от 60 до 90 % и один-два других образуют примесь (например, кварц-полевошпатовые песчаники: кварца 60—70 %, полевых шпатов 20 %); 3) полимиктовые (сильносмешанные), когда порода состоит из смеси обломков различных минералов, среди которых нет преобладающих.

Среди полимиктовых песчаников обычно выделяют три разновидности: а) собственно полимиктовые, состоящие из обломков различных пород и минералов; б) аркозовые, характеризующиеся более определенным составом: наряду с высоким содержанием кварца в них присутствует от 25 % и более полевых шпатов, обычно довольно свежих; эти песчаники образуются из продуктов разрушения кислых магматических или метаморфических пород (часто из гранитов или гнейсов); в) граувакковые песчаники, отличающиеся высоким содержанием плагиоклазов и темноцветных минералов, они образуются из продуктов разрушения основных магматических пород.

Важнейшей составной частью рассматриваемых типов пород является цемент, скрепляющий обломочный материал и превращающий рыхлый осадок в сцементированную горную породу. Состав цемента, его строение и взаимоотношение с обломочными частицами характеризуются большим разнообразием. По времени образования цемент может быть первичным, т. е. образовавшимся одновременно с осаждением обломочного материала, и вторичным, когда цементация обломочного материала произошла после его отложения.

По минеральному составу различают цемент глинистый, кремнистый, опаловый, халцедоновый, кварцевый, карбонатный (кальцитовый, доломитовый, сидеритовый и др.), железистый, пиритовый, глауконитовый, фосфатный, сульфатный (гипсовый, ангидритовый, баритовый) и др.

По соотношению цемента и обломочных частиц различают несколько типов цементации пород: базальный, когда обломочные частицы погружены в цемент и между собой не соприкасаются; поровый, заполняющий свободное пространство (поры) между соприкасающимися обломочными частицами; цемент соприкосновения (контактный), когда цементирующее вещество находится лишь в местах сближения — соприкосновения обломочных частиц. Следовательно, тип цементации в известной мере предопределяется количеством цемента в породе. Когда

цемент обильный, характер цементации породы базальный или поровый, когда цемента мало, он скапливается в местах сближения зерен обломочного материала.

При изучении обломочных сцементированных пород необходимо обращать внимание также на однородность состава цемента (мономинеральный или полиминеральный), его структуру, степень раскристаллизованности и особенно на все вторичные изменения: разложение и окисление сульфидов, глауконита, полевых шпатов, выщелачивание, замещение одного цемента другим и т. д.

Глинистые породы. Глинистых пород, которые по прочности и устойчивости можно было бы классифицировать как скальные, не существует, выделяются только полускальные породы. В эту группу входят разности повышенной степени литификации — аргиллиты и некоторые глинистые сланцы. Они широко распространены как в горно-складчатых областях, так и на платформах, слагают мощные толщи, слои и пакки переслаивания с алевролитами и песчаниками.

Аргиллиты представляют собой глинистые породы, которые под влиянием значительной гравитационной нагрузки или тектонических давлений сильно уплотнены и дегидратированы. Процесс уплотнения глинистого вещества при этом обычно сопровождается его частичной перекристаллизацией и цементацией и в некоторых случаях проявлением ложной слоистости — сланцеватости.

В зависимости от преобладающих минералов или характерных примесей различают аргиллиты гидрослюдистые, каолинитово-гидрослюдистые, каолинитовые, известковистые, углистые, битуминозные и др.

Аргиллиты обычно имеют темную окраску (серую, зеленую, черную, бурую, коричневую и др.), но более светлую, чем глины, из которых они образовались. На ощупь они представляют собой слабовлажную или почти сухую твердую породу, часто с жирным блеском, с трудом разламывающуюся и растирающуюся в руках; реже встречаются аргиллиты полутвердой консистенции. Излом у них обычно раковистый. При естественной влажности они в большинстве случаев не размокают в воде, но некоторые разности при увлажнении набухают. На воздухе они, как правило, быстро растрескиваются и рассыпаются на мелкую неправильной формы остроугольную щебенку.

Вода в аргиллитах присутствует только физически связанная. Поэтому структурные связи отличаются повышенной прочностью, они главным образом конденсационно-кристаллизационные (см. гл. III). Структура аргиллитов пелитовая или алевропелитовая, встречаются разности с оолитовой, криптозернистой (скрытокристаллической) структурой, переходящей в микропелитобластовую.

Некоторые аргиллиты содержат примеси водорастворимых

солей, углистого вещества, раковины моллюсков и др. Текстура их массивная, неяснослоистая, полосчатая. Встречаются разновидности и сланцеватые, являющиеся переходными от осадочных пород к метаморфическим. Это обычно сухие твердые породы с выраженной в той или иной степени сланцеватостью и анизотропностью водных и механических свойств. Сланцеватость способствует расчленению породы на плитки различной толщины, поэтому их можно подразделять на толсто плитчатые и тонко плитчатые.

Из изложенного следует, что аргиллиты можно классифицировать по минеральному составу, характерным примесям, окраске, структурным и текстурным признакам.

Органогенные и хемогенные породы. Из скальных и полускальных горных пород органогенного и хемогенного происхождения наибольший практический интерес в инженерно-геологическом отношении представляют карбонатные породы — известняки, доломиты, мергели, мел и мелоподобные породы, а также кремнистые — диатомиты, трепелы, опоки и др.

Карбонатные породы широко развиты почти во всех областях и входят в состав всех геологических систем, начиная от докембрия и кончая неогеном. По данным А. Б. Ронова [1949 г.], в разрезе палеозойских отложений Русской платформы известняки и доломиты составляют 62 % их объема, а в разрезе мезозойских — 18 %. В Уральской геосинклинали известняков и доломитов около 35 %, в Донецкой — 28 %, в Кавказской — 23 %. Установлено, что известняки особенно широко распространены среди ордовикских, силурийских, каменноугольных и верхнемеловых отложений, а доломиты — среди докембрийских и верхнепалеозойских (каменноугольных и пермских) отложений.

Карбонатные породы могут иметь различные формы залегания — толщи мощностью в десятки, сотни и даже тысячи метров, слои, пластообразные залежи или прослои в пачках песчано-глинистых пород. По вещественному составу, структуре и происхождению они весьма разнообразны, поэтому среди них выделяется много типов и разновидностей.

Главнейшими составляющими карбонатных пород являются кальцит, доломит и терригенные минералы, реже присутствуют сидерит, магнезит и др. В зависимости от количественного соотношения в породе кальцита и доломита наблюдаются постепенные переходы от чистых известняков к чистым доломитам, а в зависимости от соотношения карбонатной и терригенной составляющих выделяется ряд смешанных переходных разновидностей пород от известняков и доломитов к глинам либо к песчаникам. Существенной, а иногда и основной составной частью карбонатных пород часто являются скелеты различных организмов и их обломки. Для таких пород характерны органогенные структуры.

Обычными примесями в карбонатных породах являются песчаный, алевритовый и глинистый материал, образующий нерастворимый остаток при воздействии на эти породы раствором соляной кислоты. Примеси этого материала, как отмечено выше, обуславливают необходимость выделения смешанных карбонатно-глинистых пород: глинистых известняков и доломитов, мергелей, известковистых глин и др. В карбонатных породах нередко примеси опала, халцедона и кварца, встречаются также гипс, ангидрит и некоторые другие растворимые минералы.

В настоящее время нет такой инженерно-геологической классификации карбонатных и смешанных карбонатно-глинистых и карбонатно-песчанистых пород, которая отражала бы их физические и механические свойства, хотя попытки в этом направлении были сделаны [Муратов М. В., 1940 г.; Сулакшина Г. А., Николаев С. В., 1962 г.]. В основе современных классификаций карбонатных пород лежит соотношение в их составе кальцита, доломита и нерастворимого остатка. Для известково-доломитовых пород наиболее широко применяются классификации С. Г. Вишнякова [1933 г.], Г. И. Теодоровича [1935 г.], С. С. Виноградова [1937 г.], М. В. Муратова [1940 г.], Н. М. Страхова [1953 г.] и Л. Б. Рухина [1956 г.]. Для инженерно-геологических целей наиболее приемлемой является классификация С. Г. Вишнякова (табл. II-6). Мало от нее отличается классификация Н. М. Страхова.

При изучении карбонатно-глинистых пород также лучше пользоваться классификацией С. Г. Вишнякова (табл. II-7), так как она полнее отражает петрографические особенности пород и их свойства.

Для карбонатных пород, обогащенных грубым терригенным материалом, можно пользоваться классификацией, предложенной И. В. Хворовой (табл. II-8). В зависимости от способа образования карбонатного материала карбонатные породы подразделяются на обломочные, органогенные и хемогенные.

ТАБЛИЦА II-6
Классификация известково-доломитовых пород
(по С. Г. Вишнякову)

Породы	Содержание, %	
	CaCO ₃	CaMg ⁺ (CO ₃) ₂
Известняк	95—100	0—5
Известняк доломитистый	75—95	5—25
Известняк доломитовый	50—75	25—50
Доломит известковый	25—50	50—75
Доломит известковистый	5—25	75—90
Доломит	0—5	95—100

ТАБЛИЦА II-7
Классификация карбонатно-глинистых пород
по С. Г. Вишнякову

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

Обломочные карбонатные породы встречаются сравнительно редко. Они образуются из обломков известняков и доломитов, которые впоследствии цементируются карбонатным материалом. Размер, форма обломков, степень их сортировки и окатанности могут быть различными. В соответствии с этим различают известковые брекчии, конгломераты, гравелиты, песчаники и алевролиты, классифицируя их так же, как и обломочные породы.

Органогенные известняки — самый распространенный тип известняков. Они образуются из раковин различных морских беспозвоночных и их обломков (детрит), скелетных остатков организмов (рифобразующих организмов) и остатков извествыделяющих водорослей. Эта обширная группа пород включает известняки органогенно-обломочные, состоящие из раковинного детрита, биоморфные, состоящие из цельных скелетов рифооб-

ТАБЛИЦА II-8
Классификация терригенно-карбонатных пород
(по И. В. Хворовой)

Породы	Карбонаты, %	Терригенная составляющая, %
Известняк (доломит)	95—100	0—5
Алевритистый (песчанистый) известняк (доломит) или известняк (доломит) с гравием (с гальками)	75—95	5—25
Алевритовый (песчаный, гравийный, галечный) известняк (доломит) ¹	50—75	25—50
Известковый (доломитовый) алевролит (песчаник, гравелит, конгломерат)	25—50	50—75
Известковистый (доломитистый) алевролит (песчаник, гравелит, конгломерат)	5—25	75—95
Алевролит (песчаник, гравелит, конгломерат)	0—5	95—100

разующих организмов, и детрито-биоморфные, состоящие из смеси цельных или слабо поврежденных раковин (более 50 %) и их детрита. Характерной особенностью рифовых известняков является их залегание в виде мощных и неправильных массивов.

Хемотропными карбонатными породами называют такие, в которых основная составная часть (более 50 %) образовалась в результате физико-химических процессов, протекавших в водоеме. К таким породам принадлежат различные оолитовые известняки и многие микрозернистые. Хемотропные известняки обычно связаны постепенными переходами с некоторыми разновидностями биоморфных, обломочных или детритовых. Очень часто бывает трудно установить генезис известняков, поэтому их объединяют в группу органогенно-хемотропных.

Характерными разновидностями карбонатных пород полускельного типа являются мел и мелоподобные породы. Песчаный мел обычно белого цвета, однородного строения, имеет малую твердость и мелкозернистую структуру. Сложен он главным образом карбонатом кальция с незначительной примесью глинистых и песчаных частиц. Значительную примесь составляют органические остатки. Тонкозернистый кальцит, являющийся основной породообразующей частью мела и мелоподобных пород, как предполагают, образуется путем химического осаждения и частично за счет разрушения органических остатков. Содержание тонкозернистого кальцита изменяется в мелоподобных породах от 5 до 60 %, в чистом меле достигает 90—95 %.

Доломиты по происхождению подразделяются на первично-осадочные и вторичные — эпигенетические. Первично-осадочные доломиты (седиментационные) образуются в водоемах с повышенной соленостью (лагуны, морские заливы) путем химического осаждения из воды. Наиболее часто доломиты возникали за счет диагенетического преобразования известковистого ила или органических остатков. Первичные доломиты залегают в виде слоев и линзовидных залежей, часто значительной мощности.

Вторичные доломиты образуются при доломитизации известняков. Этот процесс происходит путем замещения кальцита доломитом при воздействии на известняки растворов, обогащенных магнием. Вторичные доломиты залегают обычно в виде линз, неправильных пластов или тел различной формы и размеров среди неизмененных известняков либо образуют среди них зоны доломитизации.

При выветривании доломитов наблюдается их раздоломичивание, ведущее к образованию вторичных известняков. Иногда выветривание доломитов и доломитизированных известняков сопровождается образованием так называемой доломитовой муки, представляющей собой рыхлые скопления мелких кристалликов доломита. Доломитовая мука залегает в виде гнезд,

линз и прослоев среди доломитов. Она образуется при воздействии на доломиты и доломитизированные известняки подземных вод, выщелачивающих кальцит.

Условия образования карбонатных пород отражаются на однородности или неоднородности их состава, структурных и текстурных особенностях и внешнем виде, а это, в свою очередь, определяет их прочность, деформируемость, устойчивость и другие свойства, важные для оценки их строительных качеств. Для карбонатных пород наиболее характерны следующие структуры.

Микрозернистая (скрытокристаллическая). Порода состоит из мельчайших зерен кальцита размером менее 0,01 мм. Часто эту структуру называют пелитоморфной. Она образуется в результате уплотнения и частичной перекристаллизации известкового ила.

Кристаллически-зернистая. Порода состоит из кристаллических зерен карбонатных минералов. Различают крупнозернистую (более 0,5 мм), среднезернистую (0,25—0,5 мм) и мелкозернистую (0,01—0,25 мм) структуры.

Органогенная. Порода состоит из известковых раковин или их обломков. Органогенные структуры, в которых органические остатки представлены обломками, называются детритусовыми (размер обломков более 0,1 мм) и шламовыми (размер обломков меньше 0,1 мм).

Обломочная. Порода состоит из обломков более древних карбонатных пород. В зависимости от размера и формы обломков различают известковые брекчии, конгломераты, гравелиты и песчаники.

Оолитовая. Порода состоит из мелких оолитов (округлых зерен), возникающих в результате осаждения карбонатного вещества вокруг некоторых центров — пылинок, песчинок и т. п.

Другие типы структур карбонатных пород — сгустковая и кристификационная — встречаются довольно редко.

Среди карбонатных пород различают массивные и слоистые текстуры, а среди последних в зависимости от толщины слоев — тонкослоистые (<5 см), среднеслоистые (5—10 см) и толстослоистые (>10 см). Кроме того, необходимо выделять разности плотные (массивные) и кавернозные.

Более детальная характеристика и описание различных типов карбонатных пород приводятся в курсах и руководствах по литологии и петрографии осадочных пород.

Из осадочных пород органогенного и хемогенного происхождения скального и главным образом полускального типа практический интерес представляют также породы кремнистые. Они состоят почти целиком из минералов кремнезема сингенетического происхождения — опала, халцедона и кварца, причем опаловые породы встречаются только среди отложений мезо-

зойского и кайнозойского возраста, халцедоново-кварцевые преимущественно среди пород более древних — палеозойских. Главные разности кремнистых пород — диатомиты, трепелы, опоки, спонголиты, радиоляриты и яшмы.

Диатомиты почти целиком состоят из скелетов диатомовых водорослей (диатомей). Существенной примесью в них являются глинистые частицы, зерна кварца, глауконита и других минералов. По внешнему виду они очень похожи на мел, но не вскипают от HCl. Чистые диатомиты белые, но обычно из-за примесей они буроватые, желтоватые, на ощупь мягкие, очень легкие, прилипают к языку. Плотность их изменяется от 0,40 до 0,96 г/см³, а пористость равна 90—92 %. Структура диатомитов типичная органогенная. Иногда в них наблюдается микрослоистость. Значительные залежи палеоген-неогеновых диатомитов мощностью до 40 м известны в Поволжье, а также по восточному склону Урала (Камышлов, Челябинск).

Трепелом называют опаловую породу, макроскопически трудноотличимую от диатомита. Трепелы содержат меньше кремнистых органических остатков, чем диатомиты, или совсем не содержат их. Они также имеют светлую окраску, мягкие, легкие, пористые. Плотность трепелов изменяется от 0,5 до 1,27 г/см³. Они состоят главным образом из округлых зернышек и угловатых частиц опала и содержат примеси зерен кварца, глинистых и карбонатных частиц, глауконита и др.

Опоки состоят также в основном из опала, тонкозернистые, микропористые. Это более твердые породы, чем трепелы, плотные, легкие (плотность изменяется от 1,0 до 1,3 и редко достигает 1,5 г/см³), с характерным раковистым изломом. Они легко царапаются ножом, но не растираются руками. Это фактически уплотненные трепелы. Окраска их темно-серая или желто-серая, встречаются черные разности. Опоки распространены преимущественно среди отложений мелового и палеоген-неогенового возраста в Среднем и Нижнем Поволжье, вдоль восточного склона Урала, в Сибири и на Украине.

Спонголитами называют кремнистые породы, состоящие преимущественно из спикул губок. По внешнему виду они похожи на опоки, но отличаются от них большей плотностью. Обычно они крепкие, с раковистым изломом. Спонголиты встречаются реже, чем диатомиты и опоки, они известны среди палеоген-неогеновых отложений Кавказа, мезозойских Поволжья, Приуралья и Подмосковья и каменноугольных Приуралья.

Радиоляриты тоже являются кремнистой породой, богатой органическими остатками, они больше чем наполовину сложены раковинами радиолярий. Многие разновидности этих пород близки к яшмам и связаны с ними постепенными переходами.

Яшмами называются кремнистые породы, широко распространенные в складчатых областях. Типичные яшмы состоят из микрозернистого халцедона и радиолярий. Окраска их разнооб-

разна, они очень крепкие и твердые, с раковистым изломом и режущими краями. Как полагают, яшмы образуются при метаморфизации многих вышеперечисленных кремнистых пород.

II-3. Влияние вещественного состава, структуры и текстуры скальных и полускальных пород на их прочность, деформируемость и устойчивость

Вещественный состав магматических и метаморфических пород определяется их минеральным составом, а пород осадочных — минеральным составом слагающих их кристаллов минералов и их обломков, составом обломков пород, а также составом различных примесей и цементирующего вещества. При инженерно-геологической оценке скальных и полускальных пород большое значение имеет знание их минерального состава, так как от него зависят их плотность, прочность, твердость, сжимаемость и устойчивость против выветривания.

Свойства минералов, слагающих горные породы, зависят от их химического состава, характера связей между материальными частицами и структуры кристаллической решетки. Как известно [Боккий Г. Е., 1960 г.; Григорьев Д. П., 1961 г.], материальные частицы, из которых состоят кристаллы минералов, их обломки и агрегаты, слагающие горные породы, могут быть электрически нейтральными (атомы, молекулы) или заряженными (ионы). При помощи структурных связей эти материальные частицы соединены определенным образом между собой и, геометрически правильно располагаясь в пространстве, образуют кристаллическую решетку минералов.

Структурные связи в кристаллах минералов обусловлены межатомными силами. Они неодинаковы между различными частицами [Григорьев Д. П., 1961 г.]. Выделяют четыре основных типа структурных связей — ионные, ковалентные, металлические и молекулярные. Ковалентные связи отличаются от ионных значительно большей прочностью, металлические слабее, чем ионные, а молекулярные — наиболее слабые. Минералы могут иметь структуры со связями только одного типа (гомоэлемические соединения), но наиболее распространены минералы с двумя и более типами связей (гетероэлемические соединения).

Химический состав материальных частиц и структура минералов взаимно связаны, так как каждое сочетание материальных частиц может иметь при данных условиях образования минералов лишь определенную структуру [Григорьев Д. П., 1961 г.].

Из всех основных типов кристаллических структур минералов (табл. II-9) наибольшую плотность упаковки частиц в кристаллической решетке имеют координационные и островные, а кольцевые несколько меньшую. Цепочечные минералы имеют

Т А Б Л И Ц А 11-9

Кристаллохимические типы основных породообразующих минералов
(по Д. П. Григорьеву)

Структурные связи	Тип структуры кристаллической решетки					
	координационный	островной	кольцевой	цепочечный	слоистый	каркасный
Гомодесмические:						
ионные	Галит	—	—	—	—	—
ковалентные	—	—	—	—	—	Кварц
металлические	—	—	—	—	—	—
Гетеродесмические:						
ковалентные и молекулярные	—	—	—	—	Каолинит	—
ковалентные и ионные	—	Кальцит, доломит, оливин, гранаты	Турмалин	Амфиболы, пироксены	Мусковит, биотит	Микроклин, ортоклаз, нефелин
ковалентные, ионные и молекулярные	—	Гипс	—	—	Гидрослюды, монтмориллонит	

более рыхлую, а слоистые и каркасные еще более рыхлую кристаллическую решетку. Кристаллические решетки минералов могут иметь те или иные несовершенства (дефекты), от которых в значительной степени зависят свойства минералов. Известно, например, что механическая прочность минералов фактически меньше возможной их теоретической прочности. Наличие различных дефектов в кристаллической решетке минералов способствует их деформации и разрушению под влиянием внешних усилий.

Различают следующие основные типы несовершенства кристаллической решетки минералов.

1. Вакансии, или «дырки», т. е. не занятые атомами узлы кристаллической решетки.

2. Замещающие атомы — атомы чужеродного вещества, отличающиеся размерами и свойствами от атомов основного вещества, — занимают узлы кристаллической решетки.

3. Внедренные атомы — атомы чужеродного или основного вещества, расположенные в междуузлиях кристаллической решетки.

4. Искажения (дислокации) правильного расположения атомов в кристаллической решетке как результат микропластических деформаций вдоль параллельных поверхностей (транслации).

5. Двойникование, т. е. перемещение части кристалла как одного целого в иное сравнительно с первоначальным положение, симметричное относительно некоторых плоскостей решетки неподвижной части кристалла.

6. Включения в минералах инородного вещества в виде тонкораспыленных частиц или пузырьков воды и газов.

7. Прокладки минералов другого вида внутри кристаллического индивида.

Могут быть и другие изменения в строении минералов вплоть до полного их разрушения, перекристаллизации и т. п. под влиянием различных факторов — выветривания, литификации, метаморфизма, тектонических движений и др.

Устойчивость минералов против выветривания, как и ряд других свойств (растворимость, прочность, твердость и др.), определяется суммарной энергией их кристаллической решетки. Как известно, каждый ион обладает каким-то количеством энергии, которая при образовании кристаллической решетки минералов, при сближении ионов, освобождается. На разрушение минералов должно быть затрачено такое же количество энергии, какое выделилось при их образовании. Чем больше энергии затрачено на разрушение кристаллической решетки, тем большей энергией обладает это вещество, тем выше его сопротивляемость разрушению.

Энергия кристалла и его свойства зависят от числа ионов, определяющих состав вещества, их размера R , валентности W и в ряде случаев поляризационных свойств [Капустинский А. Ф., 1931 г.]. По А. Е. Ферсману [1958 г.], количество энергии, выделяемое ионом при образовании кристалла, примерно равно $W^2/(2R)$. Эту величину он назвал энергетическим коэффициентом — эк; эк — это доля энергии, которую вносит в решетку каждый ион.

Катионы выносятся из кристаллической решетки минералов тем быстрее и энергичнее, чем меньше их энергетический коэффициент. Так, К и Na с эк=0,36 и эк=0,45 выносятся раньше, чем Са (эк=1,75), а последний раньше, чем Mg (эк=2,10).

Расчет суммарной энергии решетки минералов разные авторы ведут по-разному. Каждый исходит из своего представления о строении решетки минерала, о его составе, формах связей, комплексных формах кремнезема и т. д. Поэтому в настоящее время имеются только приближенные данные о суммарной энергии кристаллов минералов и их не считают точными константами [Гинзбург И. И., 1963 г.]. Тем не менее эти приближенные данные хорошо подтверждают наблюдения о стойкости минералов. В табл. II-10 приведены данные об энергии

Т А Б Л И Ц А II-10

Суммарная энергия решеток основных породообразующих минералов (ккал/моль)

Минералы	По А. Е. Фер- сману	По И. И. Гинз- бургу*	Суммарная энергия связей в расчете на 24 атома кислорода**
Ортоклаз	10 725	880	34 266
Альбит	10 780	880	34 335
Мусковит	—	855	32 494
Лейцит	7 911	819	32 772
Пироксен	—	808	32 344
Анортит	—	819	31 935
Роговая обманка	—	762	31 883
Биотит	—	762	30 475
Нефелин	5 096	758	31 860
Оливин	—	709	29 796

* Молярные энергии связи отдельных минералов трудносравнимы друг с другом вследствие разного количества анионов и катионов, входящих в моль минерала, т. е. разного содержания кислорода. Поэтому И. И. Гинзбург пересчитал их на 1 г-атом (изоатом).

** По тем же причинам пересчет сделан на 24 атома кислорода.

решеток минералов, заимствованные из работы И. И. Гинзбурга [1963 г.].

Стойкость минералов против выветривания зависит не только от расчетной суммарной их энергии, но и от строения самой решетки. Как указывает И. И. Гинзбург [1963 г.], силикаты с каркасной структурой, построенные по мотиву структуры кварца, разлагаются труднее, чем построенные по мотиву тридимита (полевые шпаты и нефелин), островные силикаты типа оливина разлагаются легче, чем цепочечные типа пироксена и авгита. Труднее разлагаются упорядоченные слоистые силикаты, легче — неупорядоченные. Для неслоистых силикатов отмечается усиление прочности энергии связи с увеличением содержания SiO_2 . Минералы, содержащие закись железа, например биотит, быстрее разрушаются, так как при выветривании происходят быстрое окисление железа, выделение тепла и расшатывание решетки.

На основе имеющихся в настоящее время данных устойчивость минералов против выветривания можно охарактеризовать следующим образом. Весьма устойчивым против выветривания из главных породообразующих минералов является кварц; менее устойчивыми — мусковит, ортоклаз, микроклин; умеренно устойчивыми — натриево-кальциевые полевые шпаты — кислые плагиоклазы (альбит, олигоклаз), амфиболы (роговая обманка), пироксены (авгит), кальцит. Малоустойчивыми являются кальциево-натриевые полевые шпаты — основные плагио-

клазы (анортит), фельдшпатиды (лейцит, нефелин), оливин, биотит, гипс. Из аксессуарных пороодообразующих минералов весьма устойчивы циркон, гранат, турмалин, корунд, топаз, андалузит, ставролит, рутил, шпинель, флюорит, монацит; менее устойчивы — магнетит, ильменит; неустойчивы — пирит, пирротин, гематит, апатит, глауконит.

Естественно, что если различные пороодообразующие минералы неодинаково устойчивы против выветривания, то это сказывается и на устойчивости горных пород. При прочих равных условиях окружающей среды устойчивость горных пород против выветривания зависит от их минерального состава, т. е. от ассоциации слагающих минералов. Полевошпатовые породы выветриваются быстрее бесполевошпатовых, за исключением растворимых пород (известняки, гипс и др.). Из полевошпатовых пород легче выветриваются те, которые содержат полевые шпаты, бедные кремнеземом и более богатые известью. Поэтому граниты, гнейсы, сиениты и порфиры, содержащие олигоклаз, выветриваются быстрее, чем породы, содержащие только ортоклаз. Породы, содержащие лабрадор, выветриваются быстрее олигоклазовых. Породы с полевыми шпатами, кварцем и слюдой выветриваются быстрее, чем те же породы, но малослюдистые или совсем без слюды.

Из слюдистых пород легче выветриваются те, которые содержат магнезиальные темные слюды, чем породы, содержащие светлую калиевую слюду. Породы с лабрадором или анортитом и известковой роговой обманкой сопротивляются выветриванию меньше, чем породы с олигоклазом и магнезиальной роговой обманкой, бедной известью. Породы с известковистым авгитом выветриваются быстрее пород, содержащих известково-роговую обманку.

Среди плагиоклазовых пород более устойчивыми являются диориты, затем габбро и диабазы, менее устойчивыми — базальты. Среди пород, не содержащих полевые шпаты, скорее выветриваются породы слюдистые, а из них те, которые содержат биотит, а не мусковит. За слюдистыми по скорости выветривания следуют хлоритовые, затем тальковые. При прочих одинаковых условиях чешуйчатые алюмо- и ферросиликаты (слюды, хлориты) выветриваются быстрее других, темноцветные силикаты раньше светлых, кислые породы труднее основных.

При оценке состояния измененности пород необходимо обращать внимание также на свежесть полевых шпатов (помутнение, растрескивание), их серицитизацию, каолинизацию, эпидотизацию, хлоритизацию, серпентинизацию, а также на характер распределения (равномерное или неравномерное) неустойчивых минералов в породе. Все это позволит дать качественную оценку строительных свойств горных пород, оценить их склонность к разрушению при выветривании.

ТАБЛИЦА II-11

Плотность основных породообразующих минералов

Минералы	Плотность, г/см ³	Минералы	Плотность, г/см ³
Кварц	2,65—2,66	Гидрослюда	2,00—2,75
Халцедон	2,55—2,65	Каолинит	2,58—2,60
Опал	1,90—2,50	Монтмориллонит	2,04—2,52
Кальцит	2,71—2,72	Пироксены	3,20—3,60
Доломит	2,80—2,99	Волластонит	2,79—2,91
Магнезит	2,90—3,10	Авгит	3,20—3,60
Сидерит	3,00—3,90	Дюпсид	3,20—3,38
Ангидрит	2,50—2,70	Амфиболы	2,99—3,47
Гипс	2,30—2,40	Роговая обманка	3,00—3,47
Апатит	3,15—3,27	Тремолит	2,9—3,1
Ортоклаз	2,50—2,62	Оливин	3,18—4,35
Микроклин	2,50—2,57	Гранаты	3,50—4,33
Плагиоклазы	2,60—2,78	Циркон	3,80—4,86
Альбит	2,60—2,69	Сфен	3,29—3,56
Лабрадор	2,67—2,72	Эпидиот	3,07—3,5
Анортит	2,70—2,78	Кордиерит	2,57—2,78
Нефелин	2,55—2,65	Дистен	3,59—3,68
Мусковит	2,50—3,10	Андалузит	3,1—3,2
Биотит	2,69—3,40	Силлманит	3,23—3,25
Серпентин	2,50—2,65	Рутил	4,18—4,30
Хлорит	2,60—2,90	Шпинель	3,5—3,7

Минеральным составом горных пород определяется плотность их минеральной части, так как она является средневзвешенной плотностью минералов, их слагающих. Плотность основных породообразующих минералов приведена в табл. II-11.

Из табл. II-11 видно, что плотность основных породообразующих минералов скальных и полускальных горных пород изменяется в основном от 2,50 до 3,10—3,20 г/см³. Легкие минералы с плотностью менее 2,50 г/см³ в составе этих пород немногочисленны, так же как и минералы тяжелые, с плотностью более 4,00 г/см³.

Плотность минералов определяется их химическим составом и особенностями строения кристаллической решетки. Она тем выше, чем больше в их составе тяжелых атомов. При этом оказывают влияние также радиус атомов и их валентность. Увеличение размера атомов снижает, а уменьшение валентности повышает плотность минералов. Например, плотность кальцита 2,6—2,8 г/см³, а сидерита — 3,9 г/см³; увеличение плотности связано с заменой Са (относительная атомная масса 40, радиус 1,06) на более тяжелый Fe (относительная атомная масса 56, радиус 1,26). Здесь основное значение имеет относительная атомная масса.

У плаггиоклазов плотность изменяется от 2,64 (альбит) до 2,74 г/см³ (анортит) также в основном в связи с заменой Na

(относительная атомная масса 23, радиус 0,98) на более тяжелый Са. Если сравнивать альбит с ортоклазом, то наблюдается уменьшение плотности от 2,64 (альбит) до 2,56 г/см³ (ортоклаз). Здесь хотя и происходит замена Na (относительная атомная масса 23) на более тяжелый К (относительная масса 39), но радиус К (1,33) значительно превосходит радиус атома Na (0,98). По той же причине плотность сильвина (1,98 г/см³) меньше, чем галита (2,17 г/см³).

Из этих примеров видно, что размеры атома в ряде случаев имеют большое значение. Большое влияние на плотность минералов оказывает структура кристаллической решетки. Например, кальцит и арагонит имеют одинаковый химический состав, а плотность их разная — соответственно 2,71—2,72 и 2,9—3,0 г/см³, что связано с более плотной упаковкой атомов в решетке арагонита. Другим характерным примером являются графит и алмаз, имеющие также одинаковый химический состав, но плотность их соответственно равна 2,2 и 3,5 г/см³, что связано с разным строением кристаллической решетки.

Таким образом, чтобы понять причины изменения плотности горных пород, надо изучать их минеральный и химический состав.

Минеральный состав оказывает влияние также на прочность и твердость скальных и полускальных горных пород. Следует учитывать, что прочность и твердость минералов — это не то же, что прочность и твердость горных пород, представляющих собой агрегат, состоящий из различных минералов. Обычно прочность и твердость минералов значительно выше, чем горных пород.

Твердость характеризуется сопротивлением, оказываемым телом при проникновении в него другого тела, т. е. твердость — это прочность на вдавливание. Следовательно, прочность есть общее свойство тела, а твердость — частный случай проявления прочности. В минералогии при характеристике твердости обычно пользуются шкалой твердости Мооса, которая выражает закономерность изменения твердости ряда минералов (10 минералов), причем каждый последующий минерал царапает все предыдущие. При непосредственном исследовании твердости минералов методом вдавливания установлено, что изменения в твердости между соседними минералами шкалы твердости Мооса велики.

Большинство породообразующих минералов обладает высокой прочностью и при воздействии на них внешней нагрузки ведет себя как упругие и хрупкие тела, не проявляет никаких остаточных деформаций и разрушается при напряжениях, достигающих предела упругости. В отличие от горных пород они обладают высокими значениями показателей упругих свойств (табл. II-12), существенно не зависящих от вида деформаций и приложенной нагрузки.

Т А Б Л И Ц А II-12

Средние значения показателей упругих свойств главнейших
породообразующих минералов (по Б. П. Беликову)

Минералы	Модуль упругости, 10^4 МПа	Модуль сдвига, 10^4 МПа	Модуль объем- ного сжатия, 10^4 МПа	Коэффициент Пуассона	Скорость распро- странения упругих волн, 10^3 м/с	
					про- дольных	попе- речных
Кварц	9,64	4,44	3,71	0,09	6,05	4,09
Ортоклаз	6,30	2,44	5,24	0,29	5,68	3,09
Микроклин	7,48	2,93	5,57	0,28	6,13	3,39
Плагноклазы	7,75	3,23	6,56	0,28	6,25	3,49
Слюды	7,12	2,84	5,23	0,28	5,62	3,14
Нефелин	7,37	2,87	4,86	0,24	5,76	3,37
Амфиболы	12,46	4,98	9,86	0,25	6,85	3,96
Пироксены	14,37	5,78	9,50	0,24	7,33	4,28
Оливин	21,67	8,67	13,12	0,24	8,77	5,00
Гранат	24,28	9,55	14,52	0,27	8,73	4,28
Кальцит	8,45	3,32	7,19	0,28	6,32	3,50

Сжимаемость минералов характеризуется модулем всестороннего сжатия и коэффициентом объемного сжатия (см. гл. III). Из табл. II-12 видно, что модуль всестороннего сжатия у кварца меньше, чем у полевых шпатов. Амфиболы, пироксены и особенно оливин и гранаты имеют резко повышенное значение модуля объемного сжатия. Следовательно, кварц более сжимаем, чем многие другие породообразующие минералы. Коэффициент объемного сжатия минералов изменяется от $(0,2 \div 0,8) \cdot 10^{-5}$ до $(3,2 \div 6,4) \cdot 10^{-5}$ МПа (табл. II-13).

Сжимаемость минералов зависит от типа структурных связей и структуры их кристаллической решетки. Минералы

Т А Б Л И Ц А II-13

Группы минералов по сжимаемости (по П. Н. Панюкову)

Группы минералов	Интервал значе- ний коэффициента объемного сжатия, 10^{-5} МПа	Минералы
Слабосжимаемые	0,2—0,8	Алмаз, корунд, гранаты, топаз
Среднесжимаемые	0,8—1,6	Турмалин, оливин, сидерит, пироксены, апатит, доломит, флюорит, амфиболы, кальцит, арагонит, основные плагноклазы
Сжимаемые	1,6—3,2	Кислые плагноклазы, ангидрит, микроклин, ортоклаз, слюды, гипс, кварц
Сильносжимаемые	3,2—6,4	Галит, графит, сильвин

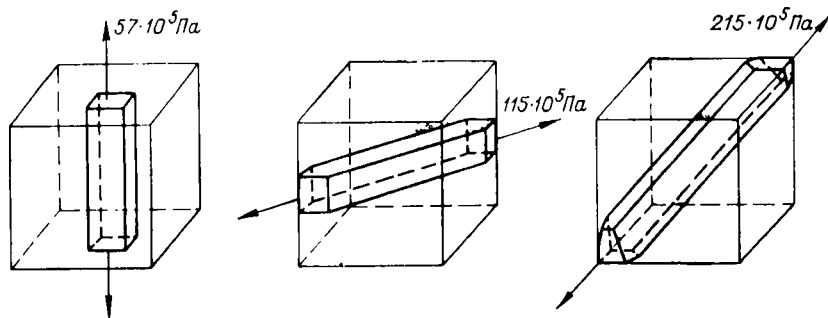


Рис. II-2. Прочность кристалла галита на разрыв в различных направлениях.

с ковалентными и ионными связями, имеющие более плотную структуру — координационную и островную, — слабосжимаемы. Минералы гетеродесмические, имеющие молекулярные связи между слоями, цепочками и кольцами кремнекислородных тетраэдров, т. е. более рыхлые структуры (цепочечные, слоистые и каркасные), сжимаются сильнее.

У многих породообразующих минералов четко выражена механическая анизотропность. Хорошо известно, например, влияние спайности у слюд, полевых шпатов и других минералов на уменьшение сопротивления их разрушению. На рис. II-2 показано влияние анизотропии на изменение прочности кристалла галита (поваренной соли) при испытании его на растяжение в разных направлениях. Значительную анизотропность имеет кварц. В зависимости от того, к какой грани приложено сжимающее усилие, его модуль упругости характеризуется следующими шестью значениями, МПа: 86 800, 7 100, 14 400, 17 200, 107 500 и 58 200. Крайние значения модуля упругости у кварца могут различаться между собой более чем в 15 раз.

Известны исследования сопротивления сдвигу некоторых минералов [Хорн Х. М., 1962 г.]. Для этой цели из минералов вырезали пластинки размером $5 \times 5 \times 2$ см, рабочие поверхности которых шлифовали. Коэффициент трения изучался в сдвиговом приборе на двух пластинках одного и того же минерала (например, сдвигали кварц по кварцу) в воздушно-сухом и в смоченном водой состоянии (табл. II-14).

Данные табл. II-14 показывают, что разные минералы при сдвиге ведут себя по-разному. Первые пять минералов, имеющие каркасный и островной тип структуры кристаллической решетки, при смачивании водой увеличивают коэффициент трения в 3—5 раз, а остальные семь минералов, имеющие слоистый тип кристаллической решетки, при смачивании, наоборот, снижают коэффициент трения в 1,5—2 раза. Следовательно, если поверхности или зоны ослабления в скальных и полускальных поро-

ТАБЛИЦА II-14

Коэффициент трения некоторых минералов (по Х. М. Хорну
{1962 г.})

Минералы	Рабочие поверхности пластинок	
	сухие	смоченные
Кварц прозрачный	0,11	0,42
Кварц молочный	0,16	0,51
Кварц розовый	0,12—0,13	0,45
Микроклин	0,13	0,76—0,77
Кальцит	0,14—0,21	0,60—0,68
Мусковит	0,30—0,36	0,22—0,26
Флогопит	0,22—0,25	0,15—0,16
Биотит	0,26	0,13
Хлорит	0,35	0,22
Серпентин	0,50—0,65	0,29—0,48
Тальк (стеатит)	0,26	0,23
Тальк	0,24	0,14

дах будут иметь скопления или примазки таких слоистых минералов, то при увлажнении по этим поверхностям и зонам скорее может произойти нарушение устойчивости и прочности пород.

Выше было отмечено, что вещественный состав осадочных пород определяется не только минеральным составом обломков пород и минералов, их слагающих, но также составом примесей и цемента. Наличие примесей имеет наиболее важное значение для карбонатных пород, а состав цемента — для пород обломочных сцементированных. Так, например, карбонатные породы кроме основных породообразующих минералов — кальцита, доломита и других карбонатов — часто содержат примесь кремнезема, глинистого вещества, гипса и др. Примеси кремнезема в известняках понижают их растворимость и повышают прочность. Поэтому кремнистые известняки плотного сложения, обычно очень прочные и устойчивые, классифицируются как породы скальные.

Глинистое вещество в известняках повышает при увлажнении их размягчаемость, понижает прочность, хотя несколько затрудняет растворимость. По мере увеличения содержания глинистого вещества известняки переходят в карбонатно-глинистые породы, т. е. глинистые известняки, мергели и т. д. (см. табл. II-7). Все эти разности относятся уже к полускальным породам. Примесь доломита обычно повышает строительные качества известняков, так как при этом понижается их растворимость и повышается прочность. Примеси и включения гипса, ангидрита и других простых легкорастворимых солей в карбонатных породах всегда вызывают тревогу, если такие по-

роды служат основанием или средой для проектируемых сооружений.

Важнейшей составной частью обломочных сцементированных пород является цемент. Обломочные породы с кремнистым цементом наиболее прочны и устойчивы против выветривания. Сравнительно высокой прочностью обладают обломочные породы с карбонатным и железистым цементом. Поэтому различные конгломераты, брекчии и особенно песчаники и алевролиты с кремнистым, карбонатным или железистым цементом, имеющие массивное сложение (сливные песчаники и алевролиты), относятся к скальным породам. Конгломераты, песчаники и алевролиты с глинистым, гипсовым или другими слабыми цементами относятся к полускальным породам, они имеют пониженную прочность и водонеустойчивы.

При оценке обломочных сцементированных пород имеет значение и тип цементации. Породы с базальным (основным) и поровым цементом обладают большей прочностью, устойчивостью, менее влагоемки и более морозоустойчивы по сравнению с породами, имеющими контактовый тип цементации (цемент соприкосновения).

На устойчивость и прочность скальных и полускальных пород существенное влияние оказывают также их структура и текстура. В магматических и отчасти метаморфических породах структура характеризуется главным образом: 1) степенью кристалличности породы (полнокристаллические, порфировые, скрытокристаллические и стекловатые), 2) абсолютным размером кристаллов, слагающих породу (крупнозернистые, среднезернистые, мелкозернистые, афанитовые — скрытокристаллические, стекловатые), и 3) относительным размером кристаллов, слагающих породу (равномернозернистые, неравномернозернистые, порфировые и др.).

Наиболее прочны и устойчивы породы, имеющие полнокристаллическую равномерно-среднезернистую или мелкозернистую структуры. Породы крупнозернистые, грубозернистые, гигантозернистые более податливы к разрушению как при механическом воздействии, так и при резких изменениях температуры. Крупные кристаллы с выраженной спайностью в крупнозернистых, порфировидных и других породах легко раскалываются, выветриваются и выкрашиваются из породы, нарушая ее монолитность. Стекловатые породы быстро растрескиваются при резких изменениях температуры.

Среди осадочных карбонатных пород наиболее устойчивы и прочны кристаллические известняки и доломиты с равномерной средне- и мелкозернистой структурами, а из обломочных сцементированных — породы псаммитовой равномерно-среднезернистой, мелкозернистой и алевроитовой структур, прочно сцементированные. Породы псаммитовые крупно- и грубозернистые, а также псефитовые легче выветриваются и разрушаются.

Слабыми являются карбонатные породы с оолитовой, органогенной, детритовой, туфовидной структурами. Все эти породы относятся к группе полускальных.

Текстура горных пород определяется пространственным расположением слагающих ее компонентов и степенью сплошности — монолитности. Породы массивного сложения, массивной текстуры обычно отличаются большей устойчивостью против выветривания и меньшей анизотропией в отношении механических свойств. Породы слоистые, сланцеватые, с флюидной или беспорядочной текстурой, пузырчатые, ноздреватые, легче разрушающиеся при выветривании и воздействии внешних усилий, более анизотропны в отношении механических и водных свойств.

Изучение состава и строения горных пород производится на образцах. Образцы могут характеризовать определенные типы и разности горных пород, а также полный разрез их толщи в пределах строительной площадки, участка и т. д. Исследования должны быть комплексными, т. е. состав, строение и физико-механические свойства пород должны определяться по одним и тем же образцам — пробам пород, отобранным с одних и тех же участков, глубин и т. д. Изучению физико-механических свойств пород должно предшествовать их петрографическое исследование, т. е. определение состава, структуры и текстуры.

Физико-механические свойства горных пород зависят от свойств породообразующих минералов и строения горной породы в целом. Прочностные, деформационные и другие свойства породы обычно ниже, чем свойства слагающих ее минералов: горная порода всегда имеет пористость, микротрещиноватость и другие «дефекты» — зоны и поверхности ослабления, явные или скрытые. Поэтому при анализе результатов изучения физико-механических свойств горных пород понять и объяснить причины, их обусловившие, можно только исходя из анализа геологических и петрографических особенностей пород, учитывая при этом степень их выветрелости, структурные особенности, условия залегания (например, в пределах пологого или крутого крыла складки) и другие факторы. Методы петрографических исследований и изучения физико-механических свойств горных пород приводятся в специальных руководствах [Ломтадзе В. Д., 1972 и др.].

II-4. Влияние условий залегания скальных и полускальных пород на оценку условий строительства на них сооружений

Условия залегания горных пород имеют исключительно важное значение для инженерно-геологической оценки любой строительной территории, площадки или участка. Они определяются формой залегания пород, выдержанностью их мощности

и простирания, соотношением с другими породами и степенью нарушенности первоначального залегания тектоническими движениями. Условия залегания пород определяют геологическое строение, структуру и однородность условий того или иного участка и оснований отдельных сооружений, влияют на устойчивость горных пород на склонах, в откосах, в горных выработках; часто они определяют условия залегания, движения и разгрузки подземных вод.

На платформах породы залегают спокойно, почти горизонтально или образуют складки со сравнительно пологими крыльями. Наряду с этим здесь породы менее уплотнены и менее прочны; встречаются рыхлые песчаные, а также пластичные глинистые разности, причем не только среди палеоген-неогеновых или мезозойских отложений, но и среди палеозойских. Так, например, в Ленинградской области широко распространены сравнительно слабые, мягкие и даже пластичные рифейско-кембрийские глины (вендско-валдайского комплекса и балтийской серии); в пределах Главного девонского поля среди верхнедевонских отложений встречаются рыхлые пески и мягкие пластичные глины; в толще угленосных отложений нижнего карбона Подмосковского бассейна распространены мягкие пластичные глины и рыхлые пески, часто находящиеся в плавунном состоянии.

В складчатых областях все породы обычно сильно дислоцированы, здесь широко распространены различные виды нарушений сплошности пород — сбросы, сдвиги, сопровождающиеся раздробленностью, трещиноватостью пород, тектоническими брекчиями, милонитами и т. д. Однако на участках, не нарушенных разрывами, породы отличаются большой плотностью, прочностью, жесткостью и напряженностью.

Следовательно, в разных тектонических областях условия залегания горных пород, так же как и их физическое состояние и прочность, различны. Все это необходимо учитывать при определении методики геологических и строительных работ. Только при детальном изучении условий залегания пород можно составить достаточно достоверные геологические разрезы и карты, являющиеся исходным материалом для выбора и оценки строительной площадки, для определения компоновки сооружений и конструирования отдельных их элементов (фундаменты, откосы и т. д.). Вот почему при инженерно-геологических исследованиях необходимо детально изучать условия залегания пород.

Скальные и полускальные горные породы в зависимости от условий образования могут иметь разные формы залегания. Они могут образовывать различные по размерам и форме массивы, дайки, штоки, жилы, покровы, потоки, купола, толщи, пачки, слои или залежи различной мощности и выдержанности по простиранию.

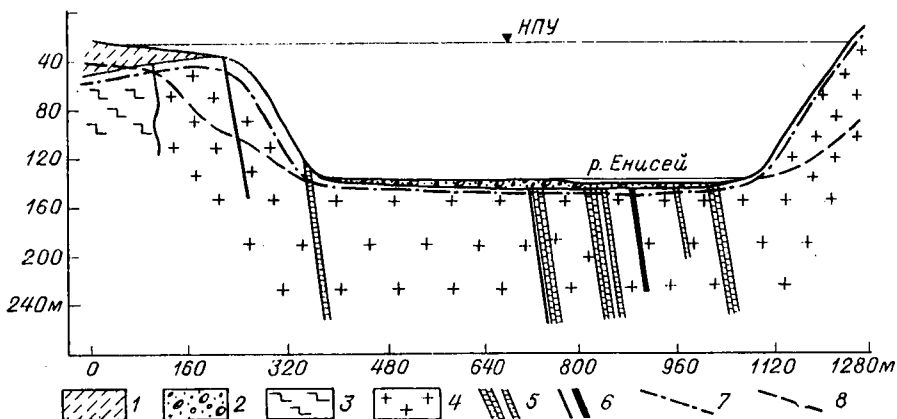


Рис. II-3. Геологический разрез по створу плотины Красноярской ГЭС на р. Енисее.

1 — делювиально-пролювиальные суглинки, глины, дресва, щебень (дрQ); 2 — аллювиальные галечники с гравием и песком (аQ); 3 — эффузивная толща, состоящая из порфиров, порфиров, лавовых брекчий и туфобрекчий (S_2-D_1); 4 — граниты средние и мелкозернистые, порфировидные, трещиноватые (γ); 5 — жилы среднего и основного состава; 6 — зоны ослабленных каолинизированных пород; 7 — уровень подземных вод; 8 — подошва зоны интенсивного выветривания.

Магматические глубинные и полуглубинные породы образуют в большинстве случаев крупные или сравнительно крупные интрузивные тела — массивы, батолиты, лакколиты и др. При таких размерах и формах залегания пород на них могут полностью размещаться крупные сооружения. Так, например, одна из крупнейших гидроэлектростанций в мире — Красноярская — полностью расположена на гранитном массиве (рис. II-3); на гранитах также полностью размещена Днепровская гидроэлектростанция, а Кременчугская и Днепродзержинская — частично.

Излившиеся породы образуют покровы, потоки, купола, пластовые залежи, переслаивающиеся с осадочными и эффузивно-осадочными породами. Так, например, в основании русловой бетонной плотины Братской ГЭС залегают диабазы (рис. II-4) в виде пластовой залежи мощностью от 50 м у левого берега до 33 м у правого, подстилающиеся толщей песчаников с прослоями алевролитов и аргиллитов общей мощностью около 135 м. Иногда эффузивные породы образуют потоки или покровы, перекрывающие слабые отложения четвертичного возраста. Примером этому может служить район Арзнинской ГЭС на р. Раздане, где в основании бетонной плотины залегают четвертичные андезито-базальты разданского потока, которые переслаиваются с образованиями вулканических выбросов, состоящих из щебня и дресвы базальта с песчано-галечным за-

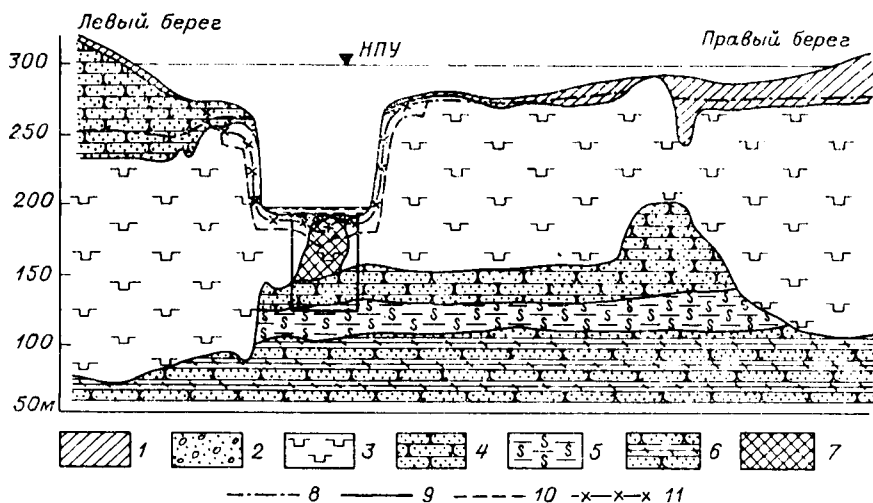


Рис. II-4. Геологический разрез по створу плотины Братской ГЭС на р. Ангаре.

1 — рыхлые четвертичные отложения склонов и водоразделов; 2 — аллювиальные отложения; 3 — палеозойские диабазы (сибирские траппы); 4—6 — макаровская свита (От): 4 — песчаники; 5 — алевролиты; 6 — песчаники с прослоями алевролитов; 7 — зоны повышенной трещиноватости в траппах; 8 — уровень подземных вод; 9—11 — границы: 9 — глубокой цементационной завесы; 10 — мелкой цементационной завесы; 11 — зоны выветрелых пород.

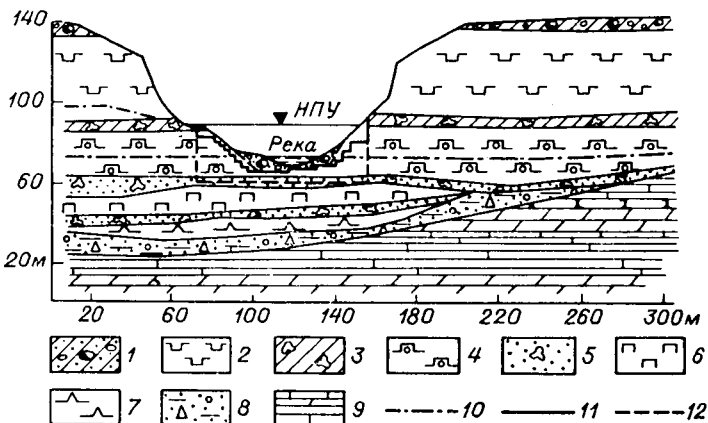


Рис. II-5. Геологический разрез по створу плотины Арзнинской ГЭС на р. Раздане.

1 — современные аллювиальные и делювиальные отложения — валуны, галька и гравий с разнозернистым песком, суглинки и супеси ($\alpha\beta Q$); 2 — базальты разданского потока (βQ); 3 — шлаковая зона, ошлакованные глыбы, обломки и щебень базальтов с супесчано-суглинистым заполнителем ($\alpha+\beta Q$); 4 — андезит-базальты верхней части разданского потока ($\alpha+\beta Q$); 5 — вулканические выбросы, щебень и дресва базальта с песчано-глинистым заполнителем ($\alpha+\beta Q$); 6 — андезит-базальты нижней части разданского потока ($\alpha+\beta Q$); 7 — мандельштейновы базальты с минералами арагонита (βQ); 8 — древнеаллювиальные отложения — глины и пески с обломками и щебнем ($\alpha+\alpha N_2$); 9 — сарматские отложения — известковистые глины и мергели с подчиненными прослоями известняков и песчаников ($N_1 S$); 10 — уровень грунтовых вод; 11 — врезка сооружения; 12 — граница цементационной завесы.

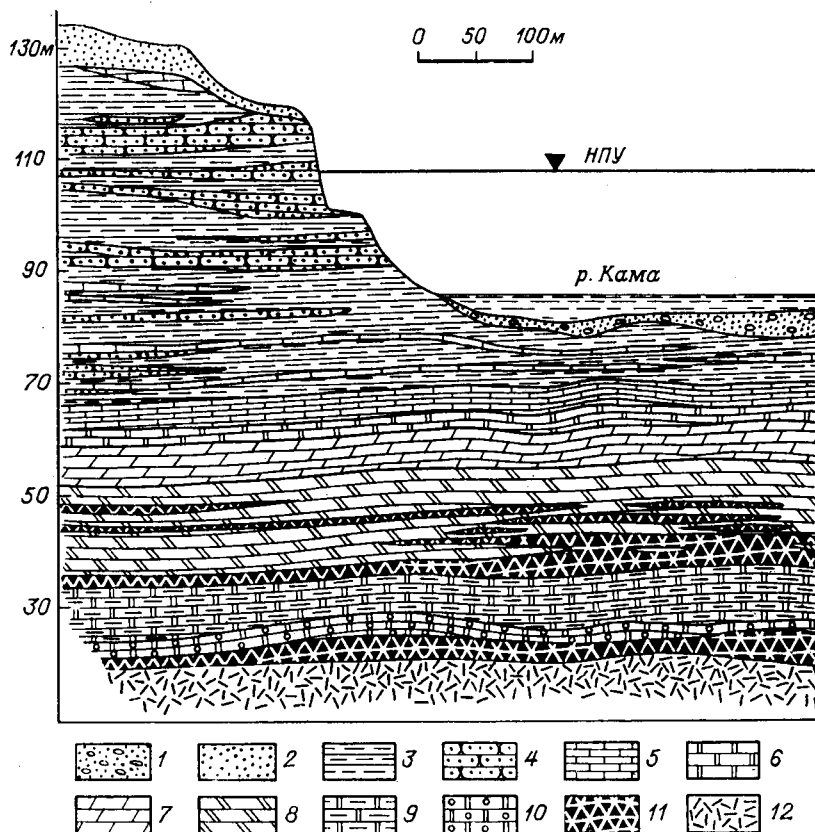


Рис. II-6. Схематический геологический разрез по створу плотины Камской ГЭС.

1 — песчано-галечные отложения русла (Q_2); 2 — песчано-галечные отложения III надпойменной террасы (Q_1); 3—4 — отложения казанского яруса верхней перми (P_{2kz}). 3 — аргиллиты; 4 — песчаники и алевролиты; 5—12 — отложения кунгурского яруса нижней перми (P_{1kg}): 5 — известняки плитчатые; 6 — доломиты серые; 7 — мергели известковистые; 8 — мергели и доломиты гипсоносные; 9 — доломиты глинистые; 10 — доломиты полосчатые; 11 — гипсы; 12 — ангидриты.

полнителем, а подстилаются древнеаллювиальными глинами и песками с обломками и щебнем (рис. II-5).

Условия залегания метаморфических пород, как уже было отмечено, зависят в значительной степени от условий залегания исходных пород, из которых они образовались. При региональном метаморфизме, захватывающем значительные площади, образуются толщи большой мощности; на них могут размещаться крупные сооружения. При локальном метаморфизме наблюдается быстрая смена различных типов пород с разным физическим состоянием. В этих случаях на небольших площадях гео-

логические условия могут оказаться неоднородными и сложными, что надо учитывать при размещении сооружений.

Осадочным породам в зависимости от условий отложения свойственны различные формы залегания. Так, например, морские отложения обычно имеют выдержанное по простиранию региональное распространение, залегают в виде толщ и свит, мощность которых часто достигает сотен и даже тысяч метров. Лагунные отложения имеют также сравнительно широкое региональное распространение и залегают в виде толщ, мощность которых измеряется десятками или сотнями метров. Однако мощность этих отложений более изменчива, чем мощность пород морского происхождения. Для лагунных отложений характерен сложный геологический разрез (рис. II-6), обусловленный частым и неправильным (по простиранию и мощности) переотслаиванием пород различного петрографического состава, среди которых нередко встречаются породы неустойчивые, растворимые (гипсы, ангидриты, гипсоносные породы и др.).

Континентальные отложения в целом по сравнению с морскими характеризуются еще большей невыдержанностью пространства и изменчивой мощностью. Они залегают в виде покровов, толщ, слоев, пластообразных залежей, линз, гнезд и т. д. Поэтому разведка участков, сложенных породами континентального происхождения, при размещении на них сооружений должна быть детальной.

Для геологического строения осадочных толщ в целом одним из наиболее общих правил является слоистое строение, образование структур напластования. При описании и оценке таких структур важно различать смену петрографического состава пород в вертикальном разрезе и образование разделов между слоями. Оба эти признака в инженерно-геологическом отношении имеют исключительно важное значение. Они указывают на неоднородность, т. е. на распространение в разрезе осадочных пород не одного рода по составу, строению, физическому состоянию и свойствам, а часто и по внешнему виду и окраске, а также на наличие в них поверхностей раздела — зон, слойков, прослойков и слоев слабых пород, т. е. поверхностей ослабления. Такие поверхности раздела нередко подчеркиваются появлением трещин напластования, ориентированных по плоскостям слоистости. Все это влияет на прочность и устойчивость горных пород, особенно когда они обнажаются в котлованах, выемках, откосах, так как показывает направления, по которым возможны пониженные сопротивления их скалыванию или сдвигу, а в подземных выработках, кроме того, отслаивание и обрушение.

В геологической практике изучению слоистости, структур напластования уделяется очень большое внимание, так как слоистость наряду с гранулометрическим составом пород является главным признаком, указывающим на условия их образо-

вания. В инженерной геологии этим вопросам до сих пор уделялось недостаточно внимания, чаще всего они рассматривались при оценке устойчивости и «обрушаемости» пород в горных выработках, в откосах и на оползневых склонах.

II-5. Учет напряженного состояния скальных и полускальных пород при их инженерно-геологической оценке

Горные породы в условиях естественного залегания обычно находятся в состоянии всестороннего сжатия, развивающегося под влиянием веса вышележащих масс горных пород (гравитационных сил), тектонических движений (тектонических сил), температурных градиентов и геохимических процессов. Внутренние напряжения в скальных и полускальных породах создаются уже при их формировании: в магматических при остывании и раскристаллизации магмы, в осадочных при гравитационном и геохимическом уплотнении осадков, в метаморфических при перекристаллизации исходных осадочных и магматических пород и сопровождающих эти процессы тектонических движениях.

Таким образом, компоненты, слагающие скальные и полускальные породы,— кристаллы минералов, их обломки и обломки горных пород— кристаллизуются, уплотняются и цементируются в сжатом состоянии под воздействием контракционных, гравитационных и главным образом тектонических сил. Однако современное напряженное состояние горных пород обусловлено главным образом новейшими и современными геологическими процессами. Свидетельством тому, что горные породы в современную геологическую эпоху находятся в напряженном состоянии, являются землетрясения, неотектонические движения, проявление различных динамических форм горного давления в горных выработках (стреляние, выбросы угля и газов, горные удары), разуплотнение пород, появление трещин, систем и зон трещин упругого отпора в горных породах при их разгрузке, аномально высокое пластовое давление на нефтяных и газовых месторождениях и другие явления. Поэтому при проектировании и строительстве сооружений и выполнении инженерных работ общепризнанной является необходимость в учете напряженного состояния горных пород и связанных с ним явлений. Его необходимо также учитывать и при изучении физико-механических свойств скальных и полускальных пород. Это позволит понимать и объяснять причину того или иного их состояния и свойств и прогнозировать деформации при разгрузке и разуплотнении.

Гравитационные нагрузки на платформах в осадочных породах могут достигать 120—150 МПа, а в геосинклинальных зонах— 400—500 МПа и более. В приповерхностных горизонтальных зонах земной коры напряжения в горных породах от веса выше-

лежащих масс находятся обычно в пределах от десятых долей мегапаскаля на глубине 10—20 м до 2—3 МПа на глубине 100—150 м и достигают 20—30 МПа на глубине 1000 м. Тектонические силы вызывают напряжения до тысяч мегапаскалей.

До недавнего времени при определении внутренних напряжений в горных породах исходили из теории, сформулированной швейцарским геологом А. Геймом [1878 г.]. Согласно этой теории напряжения в горных породах определяются глубиной их залегания от поверхности земли

$$\sigma_1 = \gamma H,$$

где σ_1 — вертикальное главное напряжение, Па, МПа; γ — плотность пород, г/см³; H — глубина залегания пород, м.

А. Гейм полагал, что напряжения в земной коре распространяются по гидростатическому закону, т. е. $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$, где $\sigma_2 = \sigma_3$ — горизонтальные главные напряжения, Па, МПа.

Русский ученый акад. А. Н. Динник [1925 г.] показал, что твердые горные породы до некоторой, достаточно значительной глубины находятся в упругом состоянии и их деформации в значительной мере подчиняются закону Гука. Поэтому напряжения в таких породах не везде подчиняются гидростатическому закону, а горизонтальные напряжения зависят от коэффициента бокового давления (см. ниже), показывающего, какая часть вертикальной нагрузки передается в стороны, т. е.

$$\sigma_2 = \sigma_3 = \sigma_1 \xi,$$

где $\sigma_2 = \sigma_3$ — горизонтальные главные напряжения, Па, МПа; ξ — коэффициент бокового давления, равный $\mu/(1-\mu)$; μ — коэффициент поперечной деформации горных пород — коэффициент Пуассона.

Следовательно, согласно теоретическим представлениям А. Н. Динника, горизонтальные напряжения в твердых горных породах равны

$$\sigma_2 = \sigma_3 = \gamma H \mu / (1 - \mu).$$

Коэффициент поперечной деформации скальных и полускальных пород изменяется от 0,10 до 0,40, а песчаных и мягких глинистых — от 0,2 до 0,5. Следовательно, коэффициент бокового давления может достигать максимального значения, равного единице, на глубинах, представляющих практический интерес, только в мягких глинистых породах. Поэтому гидростатическое напряженное состояние горных пород в приповерхностных горизонтах земной коры может иметь место лишь в редких случаях.

В настоящее время в результате многочисленных наблюдений и исследований, выполненных в разных странах, получен обширный фактический материал, показывающий, что теоретические положения А. Гейма и А. Н. Динника могут применяться

только в определенных геологических условиях; в ряде случаев они неприменимы для определения действительных напряжений в горных породах. Во многих случаях непосредственные измерения, произведенные на глубинах от 6—15 до 1000—1100 м от поверхности земли, показывают, что горные породы испытывают естественные напряжения значительно большие, чем давления, определяемые расчетным путем по теории А. Гейма и А. Н. Динника. При этом горизонтальная составляющая напряжений достигает 30—78 МПа и значительно превышает вертикальную, т. е. имеет избыточное значение, как и измеренные вертикальные напряжения, которые в 3—4 раза больше рассчитанных по А. Гейму и А. Н. Диннику.

На все составляющие напряжения огромное влияние оказывают петрографические особенности горных пород и их физико-механические свойства, т. е. их принадлежность к той или иной группе по инженерно-геологической классификации (табл. 1-2), структурно-тектоническое положение горных пород в земной коре, их дислоцированность, трещиноватость, выветрелость и другие факторы, которые, возможно, еще не выявлены. Кроме того, на изменение и перераспределение напряжений в горных породах оказывают влияние расположение региональных тектонических нарушений и разгрузка горных пород, возникающая вследствие процессов денудации, эрозионных врезов и при вскрытии их горными выработками.

Распределение избыточных напряжений в горных породах земной коры показывает, что они связаны преимущественно с областями активных новейших и современных тектонических движений. Поэтому нельзя считать эти напряжения «остаточными», сохранившимися от более отдаленных геологических эпох [51]. Их связь с позднекайнозойскими движениями подтверждается также временем релаксации упругих напряжений в верхних консолидированных слоях земной коры, которое значительно меньше продолжительности четвертичного периода.

Обобщения данных измерений напряжений в горных породах, выполненные П. Н. Кропоткиным [1971, 1973 гг.], Н. К. Булиным [1971, 1972, 1973 гг.] и Д. П. Прочуханом [1966 г.], показывают, что избыточные, особенно горизонтальные, напряжения наблюдаются повсеместно, на всех континентах, главным образом в горных породах складчатого фундамента платформ, независимо от их возраста. Они обнаружены на Балтийском щите Восточно-Европейской платформы, на Канадском щите Северо-Американской платформы, в Либерии и Египте на Африканской платформе, в нижнепалеозойских (каледонских) складчатых поясах Норвегии, Шпицбергена и Ирландии, Скандинавского хребта и Горной Шории в Сибири, в верхнепалеозойских (герцинских) складчатых поясах Урала, Донецкого бассейна, Центрального Казахстана (Коунрад, Джезказган), Аппалачей и других районов востока США, Юго-Восточной

Австралии и о. Тасмания. Они установлены также в поясах более молодой мезозойской и кайнозойской (альпийской) складчатости в Британской Колумбии (Западная Канада), Малайзии и Иране, Португалии, Алайском хребте, Альпах и Калифорнии. Наконец, они обнаружены в нижнепалеозойских известняках осадочного чехла Северо-Американской платформы на глубине 700 м. Здесь сумма главных горизонтальных напряжений $\sigma_2 + \sigma_3$ равна 72,4 МПа, она на 30 МПа превышает удвоенное вертикальное напряжение, обусловленное весом вышележащих пород.

На рис. II-7 показаны результаты измерений напряжений на 17 рудниках Швеции, Норвегии и Финляндии [Н. Хаст, Т. Нильсон, 1967 г.]. Из этого рисунка видно, что в кристаллических породах Балтийского щита сумма горизонтальных главных напряжений у поверхности земли равна 16 МПа, а на глубине примерно 1000 м достигает 105 МПа. Следовательно, горизонтальные главные напряжения в несколько раз больше вертикального давления. Если бы горизонтальные главные напряжения были обусловлены гравитационными силами, то сумма их при $\mu=0,25$ соответствовала бы линии OD , а при $\mu=0,5$ — линии OC . Однако подавляющее большинство точек наблюдений располагается по линии AB .

Распределение напряжений в горных породах может быть весьма неравномерным. В некоторых случаях возникают зоны, очаги концентрации напряжений. Так, например, при строительстве подземной гидроэлектростанции Пикото в Португалии в гранитах вблизи крутопадающей тектонической зоны напряжения составляли 20 МПа, а на расстоянии 16 м от этой зоны всего 3,5 МПа, т. е. были почти в 6 раз меньше.

На Кольском полуострове в районе хибинских апатитовых рудников измерения, выполненные И. А. Турчаниновым и Г. А. Марковым [1967, 1973 гг.], показали, что сжимающие напряжения в кристаллических породах докембрия изменяются от 5,5 до 183 МПа, т. е. разнятся почти в 35 раз. Среднестатистические значения горизонтальных напряжений на апатитовых рудниках равны МПа: $\sigma_2=23$, $\sigma_3=57$ (рудник «Расвумчорр»); $\sigma_2=15$, $\sigma_3=78$ (рудник «Апатитовый цирк»); $\sigma_2=12$, $\sigma_3=34$ (рудник «Кировский») и $\sigma_2=14$, $\sigma_3=37$ (рудник «Кукисвумчорр»). Характерно, что в выработках, где наблюдается стреля-

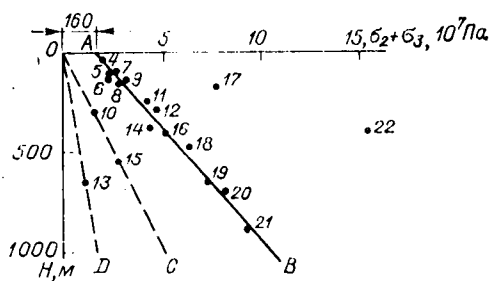


Рис. II-7. Изменение горизонтальных напряжений с глубиной в кристаллических породах Балтийского щита по измерениям на рудниках Скандинавии (по Н. Хасту).

ние, напряжения достигают значений, близких к пределу прочности горных пород.

Высокие напряжения в горных породах Хибин, как и других районов, связывают с дифференцированными подвижками отдельных блоков земной коры, по тектоническим зонам, сопровождающимися землетрясениями силой до 5 баллов. Эти подвижки являются причиной концентрации напряжений в отдельных зонах и очагах, где в настоящее время ведутся горные работы.

Выше было отмечено, что избыточными по сравнению с гравитационными могут быть не только горизонтальные напряжения в твердых породах, но и вертикальные. В этом отношении примечательными являются исследования, выполненные в Донбассе [Галушко П. Я., Куренков Я. И., 1973 г.]. Измерения показали, что в разных его районах вертикальные избыточные напряжения неодинаковы. Так, например, в Центральном районе, в западной части Главной антиклинали (шахта «Красный Профинтерн»), максимальное значение вертикальной составляющей напряжений σ_1 равно $3,8\gamma H$. В Донецко-Макеевском районе на участке пологих склонов крупных котловин, осложненных вторичной складчатостью (шахта им. Поченкова), σ_1 достигает $2,8\gamma H$. В Алмазно-Марьевском районе на участке синклинали (шахта им. Ильича) σ_1 равно $1,8\gamma H$, а на участке вторичной антиклинали (шахта XXII съезда КПСС) σ_1 достигает $2,9\gamma H$.

Как отмечают П. Я. Галушко, Я. И. Куренков и др. [1973 г.], составляющие тектонического поля напряжений определяются структурно-тектоническим положением как района в целом, так и отдельных его участков. Поэтому даже в пределах одного шахтного поля напряжение может значительно изменяться. Так, например, в шахте им. Поченкова измерения на станции № 1 (1-й южный квершлаг) и № 3 (околоствольный двор) показали, что вертикальные напряжения примерно одинаковы и равны $2,8\gamma H$, а по измерениям на станциях № 5 и 6 (полевой откаточный штрек пласта m_3) σ_1 оказалось равным $1,5\gamma H$, хотя во всех случаях измерения производились в скважинах на глубине вне зоны влияния горных выработок.

Высокие и неравномерные напряжения обнаружены в метаморфических сланцах района Саяно-Шушенской ГЭС на Енисее [Кутепов В. М., 1965 г.]. Измерения показали, что максимальные напряжения сосредоточены вблизи стенок штолен и в приконтактной части тектонической зоны, где вертикальные напряжения достигают 24,5—48 МПа, а горизонтальные 24—36 МПа. За пределами этой зоны, обнаруженной при проходке штольни, вертикальные напряжения составляли 9,7, а горизонтальные 5,9 МПа.

В распределении избыточных горизонтальных напряжений в кристаллических породах фундамента платформ шведским

ученым Н. Хастом [1965 г.] была установлена и другая зависимость (рис. II-7). Горизонтальная составляющая поля напряжений увеличивается с глубиной и на каждом данном уровне обычно в несколько раз превышает вес перекрывающих горных пород. В кристаллических породах Фенноскандии сумма горизонтальных главных напряжений $\sigma_2 + \sigma_3$ на уровне дневной поверхности равна 18 МПа, и от этого исходного значения горизонтальные напряжения линейно возрастают с глубиной. На глубине 100 м сумма $\sigma_2 + \sigma_3$ в 10 раз больше веса перекрывающих горных пород, т. е. составляет примерно 30 МПа, а на глубине 1000 м равна почти 100 МПа. Эта закономерность подтверждается повсеместно материалами непосредственных измерений напряжений. Уменьшение избыточных напряжений к поверхности земли можно объяснить их релаксацией в зонах повышенной трещиноватости горных пород, а иногда и некоторой их выветрелостью.

Как отмечает П. Н. Кропоткин [1970 г.] на основании анализа данных измерений, в распределении избыточных горизонтальных напряжений не наблюдается разницы между областями с различными геоморфологическими условиями, т. е. равнинными, невысокими районами платформ и областями, охваченными интенсивными неотектоническими поднятиями, но повсеместно отмечается их связь с ориентировкой сжимающих напряжений позднекайнозойской складчатости. Во всех этих случаях они характеризуются резкой анизотропией.

Распределение напряжений в горных породах осадочного чехла древних и молодых платформ иное, чем в кристаллических породах фундамента. Обобщения данных измерений [Кропоткин П. Н., 1970 г.] показывают, что вертикальная составляющая регионального поля Земли в таких породах полностью определяется нагрузкой вышележащих пород. Напряжение σ_1 линейно возрастает с глубиной и соответствует гравитационным напряжениям, рассчитанным по данным средней плотности вышележащих горных пород. Такое изменение напряжений, как правило, хорошо контролируется изменением физического состояния и свойств горных пород — их плотности, пористости, влажности, прочности — в связи с изменением степени их литификации [Ломтадзе В. Д., 1955 г.], и только в отдельных аномальных случаях такого соответствия не наблюдается из-за особых геохимических условий.

В общем напряженное состояние горных пород в условиях естественного залегания имеет геологическую природу и связано с существованием глобального поля напряжений, обусловленного преимущественно современным сжатием Земли. Это поле напряжений неоднородно не только по природе сил, его вызывающих (гравитационных, тектонических и др.), но и по ориентировке в пространстве его составляющих. Во многих случаях оно характеризуется значительной анизотропией гори-

зонтальных сжимающих напряжений. Основными факторами, определяющими распределение естественного поля напряжений в горных породах, являются их структурно-тектоническое положение в земной коре, трещиноватость и выветрелость, петрографический состав, строение и физико-механические свойства.

Рассматривая результаты измерений напряжений в горных выработках, важно учитывать, что распределение напряжений вокруг них зависит как от геологического строения района, состояния и свойств слагающих его горных пород, так и от формы и размеров поперечного сечения выработок. Многочисленные экспериментальные исследования показали, что в почве и кровле подземных выработок возникают растягивающие напряжения, ориентировочно равные

$$\sigma_{\min} = K_1 \gamma H \mu / (1 - \mu),$$

где K_1 — коэффициент концентрации растягивающих напряжений.

В глубь пород, по мере удаления от контура выработки, эти напряжения уменьшаются, переходят в сжимающие (меняют знак) и приближаются к первоначальному значению в нетронутих породах (рис. II-8). В стенках подземных выработок обычно возникают значительные сжимающие напряжения, ориентировочно равные

$$\sigma_{\max} = K_2 \gamma H,$$

где K_2 — коэффициент концентрации сжимающих напряжений.

По мере удаления от контура выработки в глубь пород сжимающие напряжения уменьшаются до первоначального значения γH . Концентрация напряжений вокруг выработки ограничивается некоторой зоной, размеры которой не превышают 3—5 наибольших линейных размеров сечения выработки. На границе этой зоны концентрация напряжений не превышает 2—3 % первоначальных. Коэффициентом концентрации напряжений называют отношение напряжения, возникающего после проведения выработки, к первоначальному естественному. Обычно он изменяется в пределах от 1,3 до 3 [Бокий Б. В. и др., 1963 г.].

Если среднюю плотность пород принять равной 2,65 г/см³, то на глубине 1000 м естественные напряжения от веса вышележащих масс могут достигать 26,5 МПа. При коэффициенте концентрации нормальных напряжений возле горизонтальной выработки, равном 2, после ее проведения напряжения в породах могут достигнуть 53 МПа. Следовательно, после проведения подземных горных выработок происходит перераспределение напряжений, возникает новое поле напряжений в окружающих породах. Все это необходимо учитывать при интерпретации результатов измерений напряжений.

Высокие напряжения в горных породах, как было отмечено выше, имеют место в настоящее геологическое время, однако если происходит изменение условий окружающей среды, они ослабевают, рассасываются.

При инженерно-геологических прогнозах ослабление естественных напряжений представляет определенный интерес при разгрузке горных пород, так как именно этот процесс вызывает изменение их состояния и

свойств, а также деформации. Ослабление напряжений легче и быстрее протекает в приповерхностной части блоков или толщ разгружающихся пород, например в бортах и днищах речных долин, в склонах горных массивов, в откосах выемок, в бортах карьеров, в стенках и днищах котлованов, в стенках, кровле и почве подземных выработок и т. д. Д. П. Прочухан [1966 г.], исследуя все эти процессы, отмечал, что поверхностные слои горных пород, в которых протекает процесс ослабления напряжений, можно назвать зоной разгрузки, если имеется в виду напряженное состояние пород, или зоной разуплотнения, если речь идет о вызываемых разгрузкой изменениях их плотности, трещиноватости и монолитности.

Наиболее заметным и важным видом изменения пород в зоне разгрузки (разуплотнения) является появление трещин разгрузки — трещин отпора (см. II-6). Такие трещины образуются вследствие упругого расширения пород, сопровождающегося их разрывом, раскрытием скрытых и закрытых трещин. Таким образом, в зоне разуплотнения возникает система трещин, ориентированных главным образом параллельно разгружающейся поверхности пород. В этой зоне изменяются монолитность пород, плотность, водопроницаемость, скорость распространения упругих волн, деформируемость и т. д. Трещины разгрузки создают поверхности и зоны ослабления, по которым нарушается устойчивость пород, возникают подвижки блоков оползневого типа или образуются вывалы. Свидетельством разуплотнения пород и ослабления напряжений являются горное давление в подземных выработках, стрельание, горные удары, выбросы и другие явления.

Данные о мощности зоны разгрузки (разуплотнения) пока немногочисленны. Сводка таких данных приведена в табл. II-15,

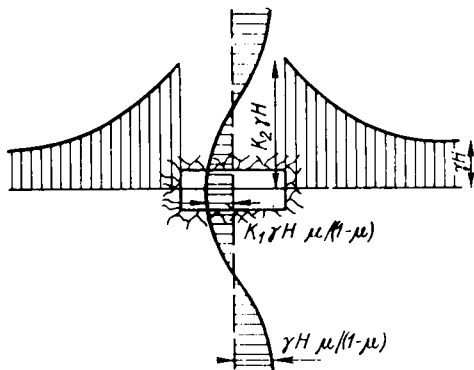


Рис. II-8. Эпюры распределения главных нормальных напряжений в горных породах после проведения горизонтальной подземной выработки.

Т А Б Л И Ц А II-15

Мощность зоны разгрузки (разуплотнения) на склонах речных долин
(по Д. П. Прочухану)

Горные породы	Мощность зоны разуплотнения, м
Кремнистые глины сантона в долине Дона	22
Меловые известняки района Чиркейской ГЭС	20—30
Юрские известняки основания плотины Вайонт	15—30
Пермские известняки района Уфимской ГЭС	50
Кембрийские известняки района Братской ГЭС	20—50
Ордовикские песчаники района Братской ГЭС	50
Граниты Массачусетса	30
Граниты Северной Норвегии	40—50
Граниты основания плотины Алдеадавила	15—20
Граниты основания плотины Красноярской ГЭС	45—50
Граниты в Восточных Альпах	30
Диабазы основания плотины Братской ГЭС	30—50

из которой следует, что мощность зоны разгрузки (разуплотнения) в скальных и полускальных породах по контурам речных долин может изменяться от 15 до 50 м. Зона разгрузки вокруг подземных выработок не превышает 3—5 их максимальных поперечных сечений.

Все изложенное показывает, что во многих случаях основанием или средой для сооружений могут служить разуплотненные горные породы зоны разгрузки. Поэтому при разведочных и опытных фильтрационных работах для обоснования проектов сооружений, возводимых на скальных и полускальных породах или в них, необходимо учитывать их разуплотненность, точно определять мощность зоны разуплотнения и детально изучать физическое состояние и свойства пород этой зоны.

II-6. Трещиноватость скальных и полускальных пород и ее значение при инженерно-геологической их оценке

Трещиноватость скальных и полускальных пород является одним из решающих факторов при их инженерно-геологической оценке. Она свойственна скальным и полускальным породам и характеризует результат нарушения их сплошности — механического разрушения. Степень трещиноватости горных пород определяет степень их разрушения. Трещиноватость вместе с другими тектоническими нарушениями характеризует тектоническое строение того или иного района или участка, пространственную неоднородность и анизотропность свойств слагающих их пород. Если горные породы расчленены тектоническими нарушениями на крупные блоки и эти нарушения существенно определяют геологическое и тектоническое строение участка в целом, то

трещиноватость существенно определяет внутреннее строение отдельных блоков, сложенных твердыми и относительно твердыми горными породами.

Трещины обычно простираются по нескольким взаимно пересекающимся направлениям, определяя пространственное расположение поверхностей и зон ослабления. Вот почему трещиноватость влияет на прочность и устойчивость горных пород; деформируемость, характер проявления деформаций и их величину; водоносность, влагоемкость, водопроницаемость и газопроницаемость; глубину проникновения агентов выветривания и интенсивность развития процессов выветривания; развитие коррозионных и карстообразовательных процессов и проникновение карста на глубину; температурный режим пород; скорость распространения сейсмических волн и сейсмостойкость пород; крепость, трудность разработки и строительную категорию пород; определение мощности зоны съема при проектировании сооружений.

Кроме того, при строительстве подземных сооружений и разработке месторождений полезных ископаемых как подземным, так и открытым способом трещиноватость горных пород часто определяет организацию производства строительных работ и горнотехнические условия.

Трещины в горных породах могут быть тектоническими и нетектоническими. Тектонические трещины развиваются в магматических, метаморфических и осадочных сцементированных породах под влиянием тектонических сжимающих и растягивающих усилий, превышающих предел прочности пород. В соответствии с этим тектонические трещины подразделяются на трещины скалывания, развивающиеся под влиянием касательных сдвигающих — скалывающих — усилий, и трещины отрыва, развивающиеся под влиянием растягивающих усилий. Тектонические трещины, по которым не происходило перемещение горных пород, иногда называют диаклазами, а по которым происходило их перемещение (сбросы, сдвиги), — параклазами.

Общими особенностями тектонических трещин являются следующие.

1. Большая или сравнительно большая выдержанность по простиранию и на глубину; иногда они прослеживаются на сотни и тысячи метров, рассекая породы различного петрографического состава.

2. Определенное пространственное расположение, обуславливающее чаще всего образование систем трещин. На одном и том же участке может быть несколько взаимно пересекающихся систем трещин.

3. Закономерное сочетание систем трещин с тектоническими элементами — складками, тектоническими нарушениями и т. д.

4. Контролируемость многими структурно-петрографическими элементами пород — слоистостью, сланцеватостью, линей-

ностью и полосчатостью, ориентировкой шлировых выделений, жильных образований и др.

Тектонические трещины скалывания обычно скрытые или закрытые — волосные, плоскости трещин гладкие, притертые, иногда с зеркалами и бороздами скольжения, свидетельствующими о некотором перемещении пород по ним. Обычно они образуют две сопряженные пересекающиеся наклонные системы. Отдельности, образуемые этими трещинами, имеют правильную форму. Трещины этого типа, как правило, неводоносны или слабоводоносны, водопроницаемость по ним небольшая. При разработке горных пород, вскрытии их подземными или глубокими открытыми выработками могут возникать значительные деформации — отслаивание и смещение больших масс.

Тектонические трещины отрыва обычно открытые (зияющие), крутонаклонные или вертикальные, плоскости их неровные, бугристые, зазубренные, покрытые натеками, налетами, свидетельствующими о циркуляции по ним подземных вод и растворов. Часто они бывают выполненными привнесенным песчано-глинистым материалом, а также продуктами дробления и перетирания пород, продуктами выветривания или гидротермального изменения. К этим трещинам нередко приурочены жилы кварца, кальцита, гипса, а в районах многолетней мерзлоты — жилы льда.

Трещины отрыва часто водоносны, водопроницаемость по ним повышена, и нередко они обуславливают большие притоки подземных вод к выработкам, а также большие потери воды на фильтрацию из каналов, водохранилищ, под водоподпорными сооружениями или в обход их. Они часто также являются путями подъема гидротерм с глубины. Трещины отрыва по простиранию и на глубину прослеживаются на более короткие расстояния, чем трещины скалывания. Иногда они прерывисты: одна трещина выклинивается, а рядом с ней или в стороне от нее появляется другая того же направления. В целом трещины часто достигают большой длины. На отдельных участках они могут сгущаться и образовывать зоны повышенной трещиноватости либо, наоборот, быть редкими, единичными. В береговых обрывах, откосах и подземных выработках трещины отрыва способствуют образованию вывалов крупных смещений масс горных пород, а также интенсивному развитию выветривания и коррозионных процессов на глубину.

В породах, смятых в складки, часто хорошо выражены поверхности делимости, ориентированные закономерно относительно складок. Такое явление делимости называется кливажем. Кливаж не нарушает сплошности породы и этим отличается от тектонических трещин. В обнажениях в зоне выветривания кливаж имеет вид открытых или закрытых частых параллельных трещин с ровными поверхностями и нередко со следами скольжения и притирания. В породах, находящихся вне зоны вывет-

ривания, поверхности делимости скрыты, они обнаруживаются при ударе по породе или при ее сжатии.

По происхождению кливаж может быть эндогенным, связанным с внутренними глубинными процессами земной коры (складкообразованием, образованием разрывных дислокаций, метаморфизмом), и экзогенным, связанным с поверхностными процессами (диагенезом, движениями ледника, оползней). Экзогенный кливаж — явление редкое и локальное.

Кливаж подразделяют на кливаж течения и кливаж разлома (раскола). Тот и другой образуются в процессе пластических деформаций пород при соответствующих условиях. Кливаж течения обусловлен ориентированным плоскопараллельным расположением минералов в породе. Особенно характерен он для метаморфических пород. Различают несколько видов кливажа течения: осевой (параллельный осевым поверхностям складок), слоевой, плейчатый и др. К кливажу течения относят также кристаллизационную сланцеватость, образующуюся в результате перекристаллизации пород под действием факторов метаморфизма. Кливаж течения охватывает обычно мощные толщи пород. По отношению к слоистости он может располагаться различно: диагонально, параллельно и реже перпендикулярно.

Кливаж разлома не зависит от расположения минералов в породе, возникает без изменения ее структуры. Его образование связано с действием сжимающих, скалывающих и растягивающих усилий. Как правило, он не пересекает толщ, пачки и слои пород, а проявляется в отдельных прослойках. По отношению к слоистости расположен чаще перпендикулярно или диагонально.

Из сказанного следует, что кливаж — очень важное явление, по существу он, как и трещиноватость, определяет физическое состояние скальных и полускальных горных пород. Кливаж предопределяет характер разрушения пород, их деформацию под воздействием внешних усилий. Поэтому его необходимо изучать при инженерно-геологических исследованиях и оценивать его влияние на физико-механические свойства пород и устойчивость проектируемых на них сооружений.

Трещины истектонические образуются под влиянием внутренних сил сжатия и растяжения, развивающихся в той или иной породе. Такие трещины встречаются повсеместно, они весьма разнообразны. Общие особенности их следующие: 1) приуроченность к приповерхностным или даже самым верхним горизонтам земной коры; 2) своеобразие для каждого петрографического типа пород (образуют отдельности различных размера и формы у разных типов пород); 3) невыдержанность по простиранию; 4) отсутствие, как правило, у многих из них определенных систем; 5) в большинстве случаев в припо-

верхностных горизонтах земной коры они открытые, а с глубиной сужаются и выклиниваются.

Нетектонические трещины по своему происхождению могут быть подразделены на несколько групп: 1) контракционные, возникающие в связи с уменьшением объема при остывании магматических пород,— трещины первичной отдельности; 2) трещины усыхания, возникающие вследствие уменьшения объема осадков при их высыхании и усадке при диагенезе; 3) трещины напластования, возникающие в осадочных породах в процессе их литификации, сопровождающейся дегидратацией и уплотнением; 4) трещины выветривания, образующиеся в результате разрушения пород при выветривании; 5) трещины разгрузки, возникающие при увеличении объема пород при их гидратации или в результате упругой отдачи при вскрытии глубокими котлованами, подземными выработками или эрозионными процессами; 6) трещины оползней, провалов и просадок, появляющиеся вследствие перераспределения напряжений в горных породах и нарушения их равновесия; 7) искусственные трещины, возникающие при взрывах, обрушениях, при подработке горных пород подземными выработками.

Контракционные трещины обычно располагаются перпендикулярно и параллельно поверхности охлаждения магматических пород, разбивая их на отдельности кубической, параллелепипедальной, матрацевидной, столчатой, шаровой и других форм. В интрузивных породах в поздне- и постмагматическую фазы развития появления трещин может быть связано также с тектоническими усилиями. Поэтому их первичная отдельность может образовываться под влиянием одновременного действия внутренних контракционных и внешних тектонических сил. Подтверждением этому является наблюдающаяся иногда сопряженность ориентировки трещин отдельности со структурными особенностями породы. Так, например, широко известны наблюдения немецкого геолога Г. Клооса, изучавшего строение и трещиноватость гранитных массивов. Им было установлено, а впоследствии подтверждено геологами в других районах, что в гранитах намечаются четыре системы трещин (рис. II-9): 1) продольные (обычно обозначаются буквой *S*), параллельные линейности, полосчатости, волокнистости породы; эти трещины обычно закрытые, плоскости их гладкие, по ним идет наилучшая делимость (раскол) породы при добыче камня; 2) поперечные трещины *Q*, ориентированные нормально к простиранию линейности и полосчатости породы; они обычно открытые, поверхности их неровные; 3) диагональные трещины *D*, ориентированные диагонально, косо к простиранию структурных элементов породы, и 4) пологопадающие трещины, более или менее параллельные поверхности массива. Трещины первых трех типов чаще всего вертикальные или крутопадающие, трещины последнего типа обычно горизонтальные.

Трещины усыхания, или, как их часто называют, диагенетические, проявляются в тонкозернистых и глинистых породах. Они обычно открытые, расширенные у верхней поверхности и затухающие, выклинивающиеся книзу, располагаются перпендикулярно к поверхности пласта и не выходят за его пределы. Они всегда хорошо выражены на донной поверхности усыхающих водоемов, образуют вертикальную полигональную отдельность. Как отмечает А. С. Новикова [1951 г.], положение первичных диагенетических трещин зависит от петрографического состава пород. В известняках и доломитах они перпендикулярны к слоистости, в песчаниках наряду с трещинами, перпендикулярными к слоистости, наблюдаются также и наклонные. В мергелях, глинах и опоках наиболее характерны трещины, ограничивающие скорлуповатые и оскольчатые отдельности.

Трещины напластования развиваются по слоистости пород, особенно на границе смежных петрографически различных слоев. В зависимости от характера слоистости эти трещины образуют толстоплитчатые, тонкоплитчатые или листоватые отдельности. Возникают они в процессе уплотнения и дегидратации пород при литификации, так как разные породы неодинаково реагируют на внешние условия.

Трещины выветривания возникают в результате разрушения горных пород под действием колебаний температуры, воды и водных растворов, корней растений и организмов. Особенно интенсивное растрескивание пород происходит при их замерзании и размораживании, в результате чего возникают так называемые морозобойные трещины. Трещины выветривания располагаются в самых приповерхностных горизонтах, расчленяя породу. Они извилистые, ветвящиеся, плоскости их неровные. У поверхности земли эти трещины обычно открытые, с глубиной выклиниваются.

Трещины разгрузки появляются при увеличении объема пород после снятия с них нагрузки, которое может быть обусловлено гидратацией или проявлением упругих деформаций (разуплотнением) пород. Например, при гидратации ангидрита и переходе его в гипс происходит увеличение объема примерно на 27 %. При этом возникают значительные внутренние напряже-

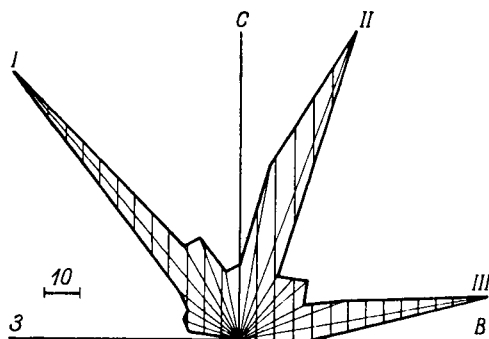


Рис. II-9. Роза трещин.

*I—III — системы трещин: I — аз. пр. СЗ 320°;
II — аз. пр. СВ 20°; III — аз. пр. СВ 80°; 10 —
число измерений.*

ния в породе и как следствие появляются трещины в гипсе и главным образом в породах, его перекрывающих. При разведке одного из участков долины р. Камы было обнаружено, что в результате эрозионного вреза реки и разгрузки ангидритов они перешли в гипс. Пласт гипса прослеживается только под днищем долины и выклинивается в стороны ее бортов. Породы, перекрывающие гипс,— мергели, известняки, доломиты — имеют в этом месте повышенные трещиноватость и водопроницаемость.

Разгрузка пород от действия сжимающих сил у поверхности земли под днищем и в бортах долины, в глубоких выемках, котлованах, в карьерах или на глубине в подземных выработках вызывает раскрытие скрытых и закрытых трещин, разуплотнение пород в сторону свободного пространства и появление новых трещин разгрузки или, как их еще называют, «упругой отдачи», «отседания», «бортового отпора». Трещины разгрузки развиваются более или менее параллельно обнаженной поверхности. Вблизи этой поверхности их много и они хорошо выражены, с глубиной становятся более редкими и менее четкими. Если обнаженная поверхность пород параллельна слоистости, то трещины разгрузки развиваются по слоистости или параллельно ей, если эта поверхность пересекает слоистость, трещины разгрузки пересекают слои и простираются параллельно обнаженной поверхности. Такие трещины нередко наблюдаются вдоль крутых и высоких склонов речных долин, поэтому их часто называют трещинами бортового отпора. Образованию их способствуют здесь также и действие силы тяжести, нарушение равновесия масс горных пород, слагающих подмываемый рекой борт долины. По трещинам разгрузки нередко происходят смещение (отседание) пород и образование ступенчатости по склону, оползней структурного типа и обвалов.

Трещины оползней и провалов появляются на участках, где нарушается равновесие масс горных пород и происходит их смещение. В результате этого в горных породах возникают сдвигающие, скалывающие и растягивающие напряжения. Оползневые трещины развиваются главным образом в теле оползня и частично вдоль его границ. По трещинам, ограничивающим оползень, обычно происходят срыв и смещение масс горных пород. Это трещины отрыва. Они образуются параллельно склону, откосу или полуцирком опоясывают оползневой массив. Наиболее часто они возникают у вершины оползней, где вследствие этого в рельефе появляется ступенчатость. Трещины отрыва обычно открытые, у поверхности земли зияющие, с глубиной выклинивающиеся.

В пределах оползневого тела также обычно образуется много трещин, расположенных неравномерно, что зависит от типа оползня и состава слагающих его пород [Тер-Степанян Г. И., 1946 г.]. У верхнего края оползня, близ его вершины, располагается группа «верхних» трещин, открытых, крутопадающих

или вертикальных, простирающихся перпендикулярно к направлению движения оползневых масс. Это трещины растяжения — трещины отрыва, отделяющие быстро оползающие массы от медленно движущихся или неподвижных, образующие в рельефе закол или главный уступ, дугообразно изгибающийся, высотой до нескольких метров. В центральной части оползня и особенно у нижнего его края, вблизи подошвы, образуются группы трещин «центральных» или «нижних», располагающихся также поперек оползня, но вдоль валов и бугров выпирания. Они возникают под действием надвигания оползневых масс, отделения блоков пород более быстро перемещающихся от медленно смещающихся, оползня от неподвижных масс. Наконец, в теле оползня выделяются группы трещин продольных и боковых, располагающихся вдоль его бортов. Они возникают внутри оползневого тела, между участками, смещающимися с различной скоростью, или у бортов оползня между движущимися и неподвижными массами пород.

Трещины провалов возникают над карстовыми пещерами, каналами и другими полостями. Они обычно открытые, зияющие, крутые или вертикальные, различно ориентированные в плане.

Различного типа искусственные трещины образуются в горных породах при взрывных работах и под влиянием горного давления при разработке их подземными выработками, глубокими выемками и т. д. В плане такие трещины могут иметь различное расположение, они пересекают породы только с поверхности или на той или иной глубине, не достигая поверхности земли.

Искусственные трещины вызывают существенное снижение прочности, повышение деформируемости и водопроницаемости горных пород и являются причиной нарушения их устойчивости в горных выработках. Поэтому специальному их изучению уделялось внимание ряда исследователей [Свержевский В. Л., 1979 г.; Дружинин В. С., 1969 г.]. Полученные данные показывают, что большое число трещин, наблюдающихся в горных выработках и принимаемых ранее за естественные, при детальном изучении оказались искусственными. Наиболее четко они устанавливаются на глубине 250—300 м и более от поверхности земли как в кровле, почве, стенках и забое подземных выработок, так и в откосах карьеров и имеют направление, огибающее обнаженную поверхность пород, т. е. следуют параллельно ей. Элементы залегания этих трещин как бы зависят от направления движения забоя. Угол их падения в прочных породах крутой, достигает 90° , в менее прочных — до 40° . При этом в подземных выработках падение трещин в кровле обычно направлено к забою, а в породах почвы — наоборот. Протяженность искусственных трещин небольшая, 1—3 м, а ширина — доли миллиметра, реже достигает 1—2 мм. Их поверхности

обычно ровные, свежие, без налетов, пленок солей и следов подвижек, а сами трещины никогда не имеют заполнителя.

При удалении от обнаженной поверхности пород степень их трещиноватости уменьшается. Число трещин, секущих слоистые толщи, зависит от физико-механических свойств пород и от мощности слоев. Как правило, чем выше прочность и крепость пород и больше мощность слоев, тем меньше их трещиноватость.

Таковы основные генетические типы трещин. При инженерно-геологическом изучении трещиноватости скальных и полускальных пород необходимо уделять большое внимание следующим основным вопросам:

- 1) пространственному расположению трещин, т. е. их ориентировке, с целью выяснения господствующих систем трещин, ориентировке поверхностей и зон ослабления и, следовательно, пространственной неоднородности и анизотропии пород на том или ином участке;

- 2) морфологии трещин и систем трещин для установления их генетических типов и выделения локальных и региональных трещин;

- 3) определению степени трещиноватости пород с целью количественной оценки степени их раздробленности — разрушенности, выделения участков и зон, различающихся по степени трещиноватости;

- 4) оценке влияния трещин и систем трещин как поверхностей и зон ослабления на прочность, деформируемость, устойчивость и водопроницаемость пород и их анизотропность в этом отношении; оценке их влияния на устойчивость местности и проектируемых сооружений.

- 5) определению рациональной методики разведочных и опытных работ при инженерно-геологических изысканиях и исследованиях для выявления анизотропии и дирекционности физико-механических свойств горных пород в зависимости от ориентировки их трещиноватости.

При изучении ориентировки трещин на том или ином участке, например на участке предполагаемого расположения сооружений или на уже выбранном для их размещения участке, прежде всего необходимо определить элементы залегания горных пород, ориентировку их слоистости, сланцеватости, волокнистости и других текстурных особенностей. Затем произвести массовые измерения элементов залегания плоскостей трещин (200—300—500 измерений на каждом участке). Измеряют и записывают обязательно все три элемента ориентировки плоскостей трещин — азимуты простираания и падения и угол падения. Азимут простираания для удобства последующей обработки результатов наблюдений лучше измерять только в северных румбах.

После этого производят систематизацию результатов наблюдений, т. е. выявляют ориентировку наиболее часто повторяю-

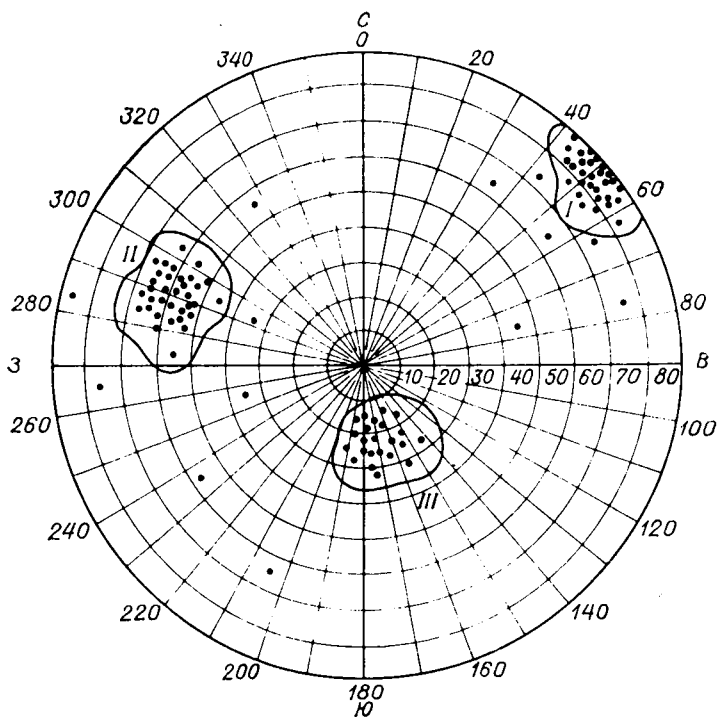


Рис. 11-10. Диаграмма трещиноватости.
 I—III — системы трещин: I — аз. пад. СВ 50°; $\angle$ 80—90°; II — аз. пад. СЗ 290°; $\angle$ 55—65°;
 III — аз. пад. ЮВ 170°; $\angle$ 15—30°.

щихся азимутов простирания и падения трещин, ориентировку господствующих систем трещин. Для каждой системы трещин определяют наиболее часто встречающиеся углы падения или пределы их изменений. При такой систематизации данных наблюдений необходимо строго руководствоваться правилом геологической однородности участков в петрографическом и структурно-тектоническом отношениях. Это значит, что систематизацию данных надо производить отдельно для каждого типа пород, для каждого крыла складки, отдельно для приконтактной части интрузии и ее центральной части и т. д. Соответственно наблюдения за изменением расположения трещин необходимо проводить, учитывая состав пород, мощность слоев, сопряженность трещин с текстурными особенностями пород, положение складок и других тектонических нарушений, зон милонитизации и брекчирования.

Для наглядности систематизацию ориентировки трещин обычно сопровождают графическими построениями — розами, диаграммами и картами трещиноватости. Розами трещин выра-

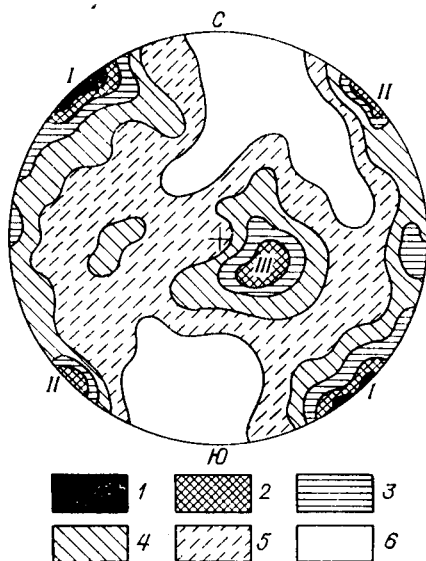


Рис. II-11. Диаграмма трещиноватости в изолиниях.

I—III — системы трещин; I — вертикальные, аз. пр. СВ 50°; II — вертикальные, аз. пр. ЮВ 130°; III — наклонные, аз. пр. СВ 25°; аз. пад. ЮВ; I 20°. Количество точек от общего числа измерений (%): 1 — 6—5, 2 — 5—4, 3 — 4—3, 4 — 3—2, 5 — 2—1, 6 — 1—0.

жают один элемент ориентировки трещин — азимут простираения или азимут падения (рис. II-9). Они дают представление о господствующих направлениях простираения или падения трещин. На диаграммах показывают два элемента ориентировки трещин — азимут простираения и угол падения; их строят либо в виде круговой точечной диаграммы (рис. II-10), либо в виде круговой диаграммы в изолиниях (рис. II-11). На первой из них каждое измерение изображается точкой на специально подготовленной сетке. Число точек на диаграмме соответствует числу произведенных измерений трещин. Концентрация точек в какой-то части диаграммы позволяет выделять определенные системы трещин с близкими элементами ориентировки.

Способ построения таких диаграмм очень прост, но они имеют некоторые недостатки. Площади ячеек сетки различны, поэтому концентрация точек в той или иной части диаграммы неточно выражает господствующие системы трещин. Кроме того, точечные диаграммы, основанные на различном количестве наблюдений, несопоставимы между собой. Чтобы они были сопоставимы, концентрация точек на единице площади должна быть выражена не в абсолютных, а в относительных значениях.

В целях устранения отмеченных недостатков точечных диаграмм и более детального выявления распределения трещиноватости для обработки результатов наблюдений применяют круговую диаграмму в изолиниях. На такой диаграмме измерения трещин (азимут простираения и угол падения) показываются точками на специальной равноплощадной сетке Вальтера — Шмидта. На этой сетке сохраняется равенство площадей в любой части сетки между меридианами и параллелями за счет некоторого искажения углов. В результате нанесения всех измерений получается точечная диаграмма. С помощью специальных шаблонов подсчитывают число точек в каждой клеточке площади сетки и выражают его в процентах от общего числа

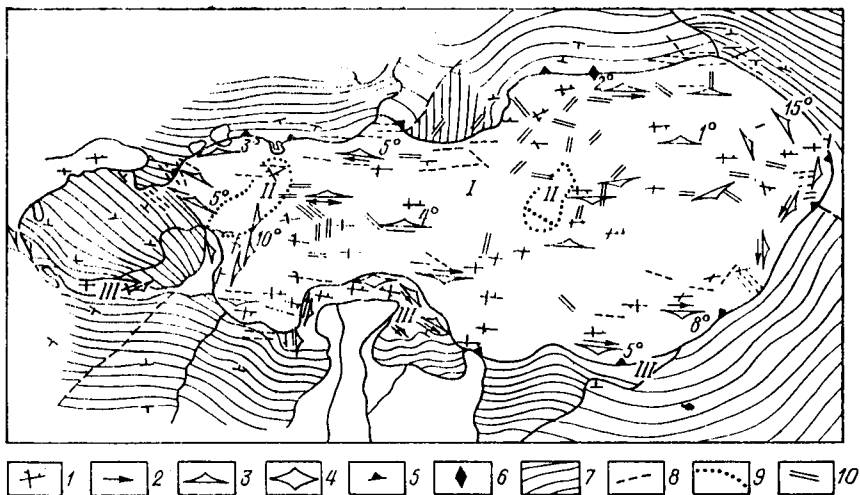


Рис. II-12. Карта трещиноватости (по Т. В. Плотниковой).

1 — поперечные трещины; 2 — продольные трещины; 3 — полосы течения наклонные; 4 — полосы течения горизонтальные; 5 — наклон контактной поверхности; 6 — вертикальный контакт; 7 — простирающие вмещающих пород; 8—10 — жильные породы; I — породы различных фаз интрузии.

измерений. Таким образом сетка покрывается цифрами, расположенными в центре ее ячеек. Затем проводят изолинии так же, как горизонтали при построении топографических карт. Эти изолинии разграничивают площади с различной концентрацией точек. Если на том или ином участке имеются определенные системы трещин, на диаграмме выявляются максимумы, если таковых нет, то изолинии расплывчато, равномерно покрывают поле диаграммы. Достоинством таких диаграмм является наглядность пространственного расположения (ориентировки) трещин на исследуемом участке, возможность сопоставления, систематизации трещин различных участков и районов.

Имеются и другие приемы построения графиков и диаграмм трещин, но при инженерно-геологических исследованиях наиболее часто применяются перечисленные.

Очень полезным способом обработки результатов наблюдений над трещиноватостью является построение специальных карт. Одна из таких карт приведена на рис. II-12.

При изучении морфологии отдельных трещин и их систем в первую очередь обращают внимание на их размещение в плане (одиночные они или образуют группы параллельных, пересекающихся, равномерно или неравномерно распространенных в горных породах, имеются ли зоны повышенной раздробленности), а также на их длину и прерывистость. Выделяют трещины главных направлений и оперяющие их. Определяют размеры и форму образующихся отдельностей. Затем устанавли-

ливают степень открытости трещин (скрытые, закрытые — «волосные», открытые — зияющие), определяют их ширину и ее изменение по простиранию и с глубиной, характер поверхностей плоскостей трещин (гладкие, ровные, со следами и бороздами скольжения или неровные, бугристые и т. д.), наличие на плоскостях трещин натеков, налетов, разводов. Определяют степень заполненности трещин и состав заполнителя. Изучают, как изменяются породы вблизи трещин, какова водоносность пород по трещинам, интенсивность и характер различных водопроявлений; какими явлениями сопровождается трещиноватость и какие явления ею предопределены — выветривание, коррозионные явления, подвижки отдельных блоков или масс горных пород, просадки, провалы, обвалы и вывалы, отслаивание, образование ложной кровли в горных выработках, зависание пород, куполов и т. д.

При изучении трещин можно установить их генетические типы и дать качественную оценку степени нарушенности и устойчивости горных пород, а также установить возможное локальное или региональное влияние их на физико-механические свойства пород, условия строительства проектируемых сооружений, устойчивость местности и развитие геологических процессов.

При инженерно-геологических исследованиях кроме качественной характеристики трещиноватости очень важно также давать ее количественную оценку. Количественная характеристика трещиноватости, т. е. степени нарушенности сплошности, монолитности горных пород в условиях естественного залегания, сопряжена с известными трудностями. Поэтому в большинстве случаев ограничиваются сравнительной количественной оценкой степени трещиноватости пород, выделением зон и участков, отличающихся разными степенями трещиноватости и особенно повышенной и высокой трещиноватостью.

Такой подход к изучению трещиноватости, несомненно, имеет большое значение, особенно на предварительных этапах исследований — при выборе района или участка расположения сооружений, компоновке сооружений на выбранном участке и т. д. Однако для окончательного решения многих инженерных задач, особенно на стадии детальных исследований, необходимо иметь более точные представления о степени трещиноватости горных пород, так, например, при определении глубины врезки фундаментов сооружений, зоны съема разрушенных пород, глубины и расположения цементационных завес, искусственного уплотнения и укрепления пород основания сооружений, величины возможных осадок сооружений, крутизны заложения уступов и в целом откосов бортов карьеров, устойчивости пород в подземных выработках и решении других вопросов. Поэтому при инженерно-геологических исследованиях необходимо более точно оценивать трещиноватость пород и выполнять для этого специ-

альные исследования в штольнях, шахтах, скважинах большого диаметра, производить различные опытные работы.

При изучении горных пород в естественных обнажениях или в горных выработках (шурфах, штольнях, шахтах) о степени трещиноватости пород можно судить на основе определения числа трещин на один погонный метр высоты или длины обнаженной поверхности пород, т. е. модуля трещиноватости. В соответствии с этим рекомендуется различать: а) зоны или участки сильной трещиноватости, когда наблюдается в среднем 5—8 явно выраженных трещин на 1 м высоты или длины обнаженной поверхности пород (т. е. зоны с большой густотой трещин); б) зоны или участки средней трещиноватости, когда наблюдаются 2—3 явно выраженные трещины (средняя густота трещин); в) зоны или участки слаботрещиноватые, когда наблюдаются 1—2 трещины на 2—3 м обнаженной поверхности пород (редкие трещины), и г) зоны или участки нетрещиноватые (монолитные), когда явно выраженных трещин не наблюдается.

Естественно, что число обнаруженных трещин в обнажении или в стенке выработки зависит от ориентировки трещин. Если трещины вертикальные и простираются параллельно стенке обнажения, они не будут обнаружены, и, наоборот, если они ориентированы перпендикулярно к стенке обнажения, число их будет определяться точнее. Следовательно, истинное число трещин данного направления u может отличаться от подсчитанного в обнажении n , что зависит от угла отклонения простираения плоскости трещин от простираения поверхности обнажения α . Поэтому для того чтобы точнее определить число трещин на том или ином участке, вводят поправку на фактически подсчитанное их число.

$$u = n / \sin \alpha \quad \text{при } \alpha > 0.$$

Вводить такую поправку целесообразно, если плоскости трещин и обнажения вертикальные. Когда они наклонные, положение усложняется и возникает необходимость учитывать также азимуты и углы падения плоскостей трещин и обнажения.

Представление о степени трещиноватости горных пород дает также определение «свободной профили» пород [Саваренский Ф. П., 1935 г.], т. е. отношения площади свободного пространства s , занимаемого трещинами, к площади поверхности пород S , в пределах которой зарисовываются и измеряются трещины (рис. II-13). Этот показатель степени трещиноватости пород называют коэффициентом трещинной пустотности $K_{\text{тр}}(\%)$:

$$K_{\text{тр}} = (s/S) \cdot 100.$$

Л. И. Нейштадт [1957 г.], пользуясь этим показателем, предложила следующую классификацию пород по степени трещиноватости.

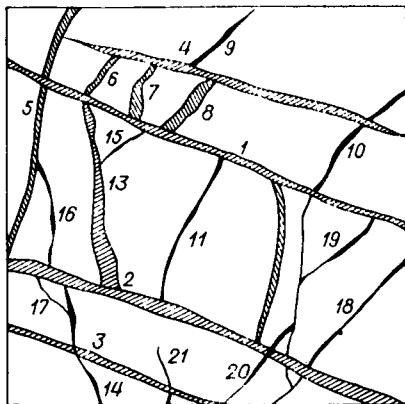


Рис. II-13. Зарисовка расположения трещин в обнажении для подсчета трещинной пустотности.

1. Породы слаботрещиноватые ($K_{тр} < 2\%$). Наблюдаются трещины волосные и шириной менее 1 мм. Встречаются единичные трещины шириной до 2 мм. Трещины большей ширины отсутствуют.

2. Породы среднетрещиноватые ($K_{тр}$ — от 2 до 5 %). Наряду с трещинами шириной до 1 мм имеют место трещины шириной от 2 до 5 мм и единичные от 5 до 20 мм.

3. Породы сильнотрещиноватые ($K_{тр}$ — от 5 до 10 %). Наряду с трещинами шириной до 5 мм наблюдаются трещины шириной от 20 до 100 мм.

4. Породы очень сильнотрещиноватые ($K_{тр}$ — от 10 до 20 %) и исключительно сильнотрещиноватые ($K_{тр} > 20\%$). Наряду с трещинами шириной до 10 мм присутствуют трещины шириной от 20 до 100 мм и более.

При проходке горных выработок и бурении скважин большого диаметра для изучения состояния пород в основании будущих сооружений важно определять суммарную ширину трещин каждой системы на каждый погонный метр вскрываемого разреза, которая характеризует степень пустотности — скважности пород. Как показывает практика, под нагрузкой от сооружений в пределах активной зоны основания горизонтальные и пологонаклонные трещины могут смыкаться, вызывая осадку сооружений, которая будет приближаться к их суммарной мощности (ширине). Поэтому такие наблюдения важны для прогноза возможных осадок сооружений и их равномерности.

При инженерно-геологических исследованиях самым распространенным видом разведочного бурения по скальным и полускальным породам является колонковый. При таком способе бурения о степени трещиноватости пород можно судить на основании следующих данных:

1) учета процента выхода керна; при прочих равных условиях состава и свойств пород, режима бурения и других показателей, чем более монолитны породы, чем менее трещиноваты, тем выше выход керна;

2) подсчета числа трещин на каждый погонный метр керна, т. е. на основе определения модуля трещиноватости;

3) наблюдений за проскоками снаряда при пересечении им трещин, каверн и пустот. Необходимо точно фиксировать глубину, на которой произошел проскок, и его величину, свидетель-

ствующие о наличии открытых (зияющих) трещин и пустот. Для обнаружения последних по вертикальному разрезу, вскрытому скважиной, полезно применение каверномера. Измерения каверномером производятся при подъеме прибора после раскрытия упругих рычагов, упирающихся в стенки скважины. В результате проведенных измерений получают кривую изменения диаметра скважины с глубиной, на которой фиксируется положение открытых зияющих трещин и пустот или зон резкого увеличения диаметра скважины вследствие повышенной раздробленности пород;

4) наблюдений за расходом промывочной жидкости, по которому в процессе бурения скважины можно выделить зоны различной трещиноватости пород;

5) осмотра и фотографирования стенок скважин с помощью специальных приборов и телевизионных установок (фотокартаж);

6) измерения плотности пород на разных глубинах в скважине. Так как плотность пород в известной степени зависит от их трещиноватости, о последней косвенно можно судить по плотности. Для этих целей применим гамма-гамма-каротаж. Он является одним из методов радиоактивного каротажа, основанного на зависимости рассеянного гамма-излучения от плотности пород. Диаграмма гамма-гамма-каротажа показывает изменения рассеянного гамма-излучения в процессе перемещения каротажного зонда по скважине. Это позволяет получить представление об изменении плотности пород и, следовательно, об их раздробленности и трещиноватости;

7) наблюдений за режимом бурения. В породах трещиноватых, раздробленных условия бурения обычно более тяжелые (большой расход промывочной жидкости, вместе с водой вносятся в трещины шлам, наблюдаются вывалы обломков пород, иногда заклинивание снаряда). Все это вызывает необходимость вести бурение на малых скоростях, укороченными рейсами, производить частые подъемы снаряда, а при дробовом бурении наблюдается повышенный расход дробы.

Таким образом, если при колонковом бурении производить весь комплекс перечисленных наблюдений, можно получить очень важные сведения о степени трещиноватости пород и на геологических разрезах выделить зоны, различающиеся по степени трещиноватости.

Сравнительная оценка степени трещиноватости скальных и полускальных горных пород может производиться также по результатам специальных опытных работ — опытных нагнетаний и наливов воды в скважины и горные выработки и опытных откачек воды из скважин или горных выработок, если породы водоносны. Водопроницаемость и водообильность скальных горных пород определяются главным образом их трещиноватостью или закарстованностью (известняки, доломиты). Поэтому если,

например, в скважину, вскрывшую такие породы, нагнетать воду и определять водопоглощение, можно косвенно судить об их трещиноватости. Точно так же, если из скважины, вскрывшей водоносные породы, откачивать воду, то их водообильность и водопроницаемость также косвенно будут характеризовать степень трещиноватости. Специальные опытные работы для получения сравнительной оценки трещиноватости горных пород и основаны на определении их водопоглощения, водопроницаемости и водообильности. Мерой водопоглощения и водопроницаемости горных пород служат удельное водопоглощение и коэффициент фильтрации (см. гл. III-3). Пользуясь этими показателями, породы можно классифицировать по степени трещиноватости (табл. II-16).

Т А Б Л И Ц А II-16
Примерное подразделение горных пород по степени
водопроницаемости и трещиноватости

Характеристика горных пород	Коэффициент фильтрации, м/сут	Удельное водо- поглощение, л/мин
Практически водоупорные, нетрещиноватые	<0,01	<0,005
Очень слабопроницаемые и слаботрещиноватые	0,01—0,1	0,005—0,05
Слабопроницаемые и слаботрещиноватые	0,1—10	0,05—5
Водопроницаемые, трещиноватые	10—30	5—15
Сильноводопроницаемые, сильнотрещиноватые	30—100	15—50
Очень сильнопроницаемые и сильнотрещиноватые	>100	>50

Оценка влияния трещин и систем трещин как поверхностей и зон ослабления в породах на устойчивость местности и проектируемых сооружений, бортов карьеров, подземных горных выработок, целиков, наземных сооружений является важнейшим этапом обобщения инженерно-геологического изучения трещиноватости скальных и полускальных горных пород. В результате такого обобщения на начальных стадиях исследований должны быть выделены площадки, участки, зоны, различающиеся по степени трещиноватости. Это необходимо для выбора района возможного расположения сооружений, расположения их в районе, для рационального размещения (компоновки) сооружений на строительной площадке, в пределах шахтного или карьерного поля. Выделение участков, различающихся по степени трещиноватости, помогает прогнозировать развитие геологических процессов и явлений, угрожающих устойчивости местности и проектируемых сооружений.

На последующих стадиях исследований изучают закономерности изменений прочности пород, их деформируемости, устойчивости и водопроницаемости в зависимости от ориентировки трещин и степени трещиноватости в пределах той или иной зоны,

участка, площадки, в том или ином направлении. Выясняют влияние всех этих изменений на устойчивость местности и сооружений. Оценка влияния трещиноватости на физико-механические свойства горных пород на этих стадиях исследований должна быть главным образом количественной, т. е. характеризоваться цифровыми показателями свойств пород (прочности, деформируемости, водопроницаемости, скорости распространения упругих волн и т. д.), графиками зависимости их изменения от ориентировки поверхностей и зон ослабления и т. д. На геологических разрезах и картах должно быть показано точное расположение поверхностей и зон ослабления, созданных трещинами, системами и зонами трещин. Только такие геологические разрезы и карты могут быть использованы как реальные расчетные схемы для количественных прогнозов развития геологических процессов, устойчивости склонов, бортов карьеров, подземных выработок, построения расчетных моделей и т. д.

Для правильной оценки влияния трещиноватости пород на их свойства последние необходимо изучать и оценивать по простиранию и падению поверхностей и зон ослабления, по характерным направлениям и сечениям. Так, если горная порода будет служить естественным основанием какого-либо здания, наибольший интерес будут представлять горизонтальные или пологопадающие трещины, а деформационные свойства — по вертикальной оси, так как сжимающие силы от здания будут действовать в этом направлении. При проектировании плотины деформационные свойства пород, являющихся ее основанием, необходимо изучать и оценивать также в направлении, перпендикулярном к простиранию горизонтальных или пологопадающих трещин (по вертикальной оси), а прочностные (сопротивление сдвигу) и фильтрационные (водопроницаемость) свойства — в направлении вниз по течению реки, т. е. в направлении действия сдвигающих сил (напора воды) со стороны верхнего бьефа, в направлении гидравлического уклона — перепада напоров. При оценке устойчивости склона речной долины или борта карьера наибольший интерес представляют прочностные и фильтрационные свойства пород по поверхностям и зонам ослабления, имеющим падение в сторону речной долины или карьера.

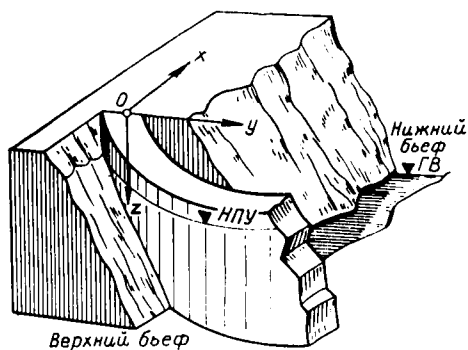


Рис. II-14. Схема расположения характерных осей координат и сечений речной долины (по Д. П. Прочухану).

На рис. II-14 приведена схема расположения характерных осей и сечений речной долины в створе плотины, по Д. П. Прохухану. Как видно, силы, действующие в основании и бортовых примыканиях плотины, связаны с характерными осями долины следующим образом (вдоль оси):

Собственный вес пород	$+z$
Давление от веса плотины	$+z$
Усилия от распора плотины	$+x; \pm y; +z$
Силы упругости пород при разгрузке	
в берегах	$\pm y$
в днище долины	$-z$
Сдвигающая сила напора со стороны верхнего бьефа	$+x$
Сила противодействия и взвешивания	$-z$
Гидродинамическое давление фильтрационного потока	
под плотинной	$+x; \pm z$
в обход примыканий	$+x; \pm y$
Сейсмическое ускорение	$\pm x; \pm y; \pm z$

Из приведенного примера следует, что если поверхности и зоны ослабления будут ориентированы в направлениях, неблагоприятных относительно действующих сил, в основании плотины и в ее примыканиях скорее могут возникнуть деформации пород и нарушения устойчивости сооружения. Поэтому при оценке влияния трещиноватости на изменение свойств пород их следует изучать и оценивать по характерным направлениям и сечениям, т. е. определять «дирекционные» характеристики свойств пород. Это позволяет выяснить как неоднородность свойств пород, так и их анизотропность (изменение в разных направлениях).

Важной характеристикой влияния трещиноватости пород на их свойства является показатель ослабления их прочности или изменения других свойств, например скорости распространения упругих волн, водопроницаемости и др. Он равен отношению прочности пород (или скорости распространения продольных волн и др.) в условиях естественного залегания C_m к прочности пород в образце $C_{об}$, т. е.

$$K_{осл} = C_m / C_{об}.$$

Этот показатель у пород монолитных, слаботрещинчатых и по направлениям, не совпадающим с направлением поверхностей и зон ослабления, измеряется десятными долями единицы, а у пород с повышенной трещиноватостью либо по направлениям трещин — сотыми и тысячными долями единицы [Куваев Н. Н., 1964 г.]. Показатель зависит от отношения размеров (объемного V и v или линейного L и l) исследуемого объема породы к размеру образца.

Ряд исследователей [Турчанинов И. А. и др., 1963 г.; Куваев Н. Н., 1964 г.; Гусев Б. В., 1965 г.] отмечают, что чем меньше трещиноватость пород и, следовательно, чем крупнее

отдельности, образуемые трещинами, тем более неоднородны и анизотропны свойства пород в условиях естественного залегания; чем больше трещиноватость и мельче отдельность пород, тем однороднее породы. Такие породы можно назвать квазиоднородными и квазиизотропными.

Условия однородности и анизотропности начинают проявляться при отношении исследуемого объема пород к размеру отдельностей, равном 10—20 и более, т. е. когда

$$L/l \text{ или } V/v \geq 10 \div 20.$$

Это отношение является как бы критерием квазиоднородности — квазиизотропности пород (рис. II-15).

Оценка влияния трещин и систем трещин на устойчивость местности и проектируемых сооружений должна завершаться обоснованием инженерных мероприятий, необходимых для локализации или устранения вредного влияния трещиноватости. Для этого применяют различные виды крепи в подземных выработках, анкерных устройств, искусственного уплотнения и укрепления пород (цементация, глинизация, битумизация), устраивают противифльтрационные завесы, дренажи, а также вводят различные конструктивные мероприятия, обеспечивающие большую устойчивость сооружения.

Из приведенного следует, что при инженерно-геологическом изучении скальных и полускальных горных пород большое внимание необходимо уделять выбору рациональной методики всех геологических работ (съемке, разведочным и опытным работам и др.) для изучения анизотропии и дирекционности свойств горных пород в зависимости от ориентировки их трещиноватости.

II-7. Влияние выветривания на свойства скальных и полускальных пород

Горные породы, выступающие на поверхность земли или вскрываемые горными выработками, котлованами и выемками, редко сохраняют свою первоначальную свежесть и естественное физическое состояние. В этой приповерхностной зоне в новых температурных, влажностных и физико-химических условиях они подвергаются разнообразным изменениям — вывет-

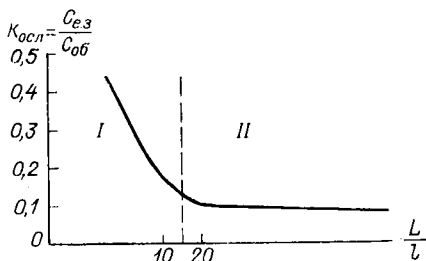


Рис. II-15. Схематический график, показывающий влияние трещиноватости пород на изменение показателя их прочности.

I — область анизотропности свойств пород; *II* — область квазиизотропности свойств пород; *L* — линейный размер участка пород в естественном залегании, в пределах которого измерены трещины; *l* — линейный размер образца, отдельности, образованной трещинами.

риванию, в результате чего возникает и развивается элювиальная зона — зона выветрелых пород.

При решении инженерно-геологических задач оценка степени выветрелости горных пород имеет огромное значение, так как чем она больше, тем больше и степень их разрушения. Следует иметь в виду, что разрушение пород в данном случае понимается в смысле изменения их физического состояния, в действительности же, как показано ниже, выветривание — процесс сложный, состоящий не только в разрушении пород и изменении их минерального и химического состава, но и в образовании новых, вторичных минералов, устойчивых в зоне выветривания.

При выветривании горных пород изменяются: 1) внешний облик, окраска, оттенки, появляются выцветы, натеки, налеты солей и т. д.; 2) физическое состояние, так как ослабевают или исчезают внутренние структурные связи между кристаллами минералов или частицами и агрегатами, их слагающими; 3) минеральный и химический состав в той или иной степени в зависимости от выветрелости пород; 4) свойства — влагоемкость, водопроницаемость, водоносность, плотность, пористость, прочность, твердость, крепость, устойчивость и несущие способности; 5) деформируемость, ее характер, величина и неоднородность на разных участках.

Все это необходимо учитывать при выборе участков для размещения сооружений, при оценке возможных изменений устойчивости пород в откосах, в стенках котлованов и подземных выработках, а также при определении строительной категории пород, мощности зоны съема, глубины врезки строительных котлованов в горные породы, глубины заложения фундаментов сооружений, при организации производства строительных работ и определении горнотехнических условий.

Выветривание горных пород в приповерхностных горизонтах земной коры — это непрерывно развивающийся процесс, интенсивность которого зависит как от свойств самих пород, их минерального состава, структуры, текстуры, так и от условий окружающей среды, т. е. климатических — физико-географических.

Основные агенты выветривания пород — температура, вода и водные растворы, растительные и животные организмы и др. При этом интенсивность выветривания возрастает с увеличением поступления тепла к поверхности земли или с увеличением резкости колебаний температуры пород, с увеличением частоты перехода температуры через 0°C . Влияет также количество поступающей влаги, т. е. чем больше выпадает осадков, чем интенсивнее происходит водообмен в приповерхностных горизонтах пород, чем больше в воде содержится различных агрессивных по отношению к горным породам веществ, тем интенсивнее идет процесс их выветривания. Большое значение

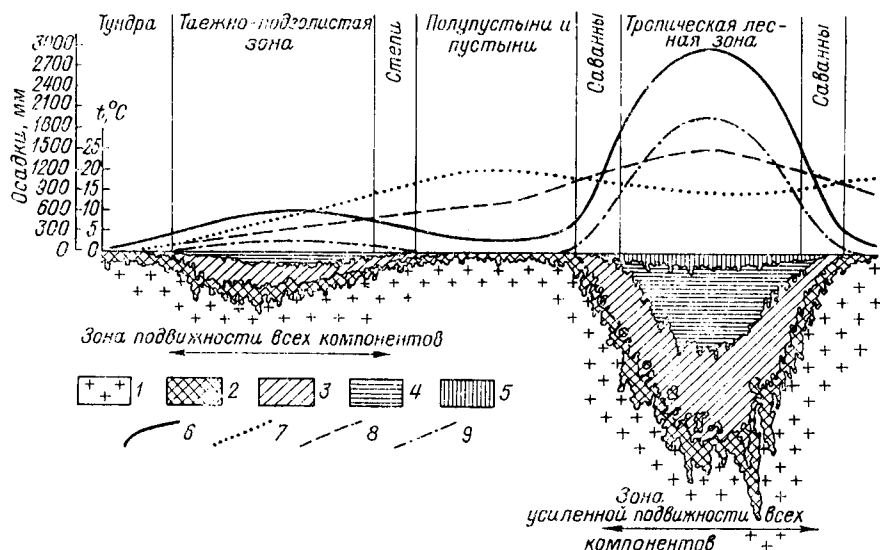


Рис. II-16. Схема образования зоны выветривания в разных географических условиях (по Н. М. Страхову).

1 — свежая порода; 2 — зона дровесы, химически малоизмененной; 3 — гидрослюдистомонтмориллонит-бейделлитовая зона; 4 — каолиновая зона; 5 — охры; 6 — количество осадков; 7 — испарение; 8 — температура, °C; 9 — растительный отпад.

при этом имеют наличие и характер растительного покрова, микроорганизмов, влияние различных продуктов их жизнедеятельности и в целом активность биохимических процессов.

Все эти агенты разрушения (выветривания) горных пород обычно действуют одновременно, но напряженность и преобладание того или другого всецело зависят от климатических условий данной местности. Поэтому может быть различным и характер разрушения пород, т. е. тип выветривания. Так, например, в условиях холодного влажного или сырого полярного гумидного климата, продолжительных морозов тундры и лесотундры господствующую роль играет физическое и особенно морозное выветривание (рис. II-16). Здесь количество выпадающих атмосферных осадков превышает испарение, но низкие температуры воздуха обуславливают их аккумуляцию в виде снега и фирнового льда, поэтому деятельность воды в жидкой фазе сдерживается. На обширных пространствах горные породы в приповерхностных горизонтах проморожены. Поэтому породы в зоне выветривания промываются сравнительно слабо.

В условиях континентального умеренно холодного избыточно влажного гумидного климата тайги и смешанных лесов наряду с физическим выветриванием заметную роль играет и химическое. Количество осадков здесь превышает испарение, по-

этому породы в зоне выветривания промываются сравнительно хорошо.

В поясе континентального умеренно теплого засушливого гумидного климата лесостепей и степей химическое выветривание еще более интенсивно. Осадки преобладают здесь над испарением, но незначительно. Большое значение имеет поверхностный сток, так как осадки выпадают в течение года неравномерно, часто в виде ливней. Поэтому породы в зоне выветривания промываются сравнительно умеренно.

В областях умеренно холодного сухого резко континентального аридного климата полупустынь и пустынь, лишенных растительности или со скудной растительностью, резко преобладает физическое выветривание. Здесь испарение значительно превышает количество выпадающих осадков и породы в зоне выветривания промываются очень слабо.

Наконец, в условиях теплого, жаркого и избыточно влажного гумидного климата тропиков и субтропиков, в условиях обильной и разнообразной растительности и активных биохимических процессов, господствующее развитие имеет химическое выветривание. Здесь осадки значительно преобладают над испарением и породы в зоне выветривания хорошо и глубоко промываются.

Кроме климата на интенсивность и характер выветривания горных пород большое влияние оказывает также рельеф местности [Страхов Н. М., 1960 г.]. Так, например, в условиях горного пересеченного рельефа процессы плоскостного смыва усиливаются, иногда темпы смыва опережают темпы выветривания пород, поэтому мощность зоны выветривания здесь ничтожна, чаще же породы невыветрелые, свежие выступают на поверхность земли или затронуты выветриванием в незначительной степени.

В условиях равнинного рельефа, где темпы плоскостного смыва ослаблены или малы, выветривание горных пород распространяется на большую глубину. Здесь успевает сформироваться, при прочих равных условиях, более мощная зона выветривания. Породы в ней больше изменены, причем часто в неодинаковой степени на разных глубинах. В результате устанавливается дифференциация зоны выветривания на подзоны. Как указывает Н. М. Страхов [1960 г.], «рельеф сам по себе не есть величина самостоятельная, он производный от режима эпейрогенических движений», т. е. интенсивные колебательные движения земной коры создают горный рельеф, а едва уловимым колебательным движениям отвечает равнинный рельеф.

Таким образом, из внешних факторов, обуславливающих темп и характер выветривания горных пород той или иной местности, первостепенное значение имеют климат и тектонический режим, действующий через рельеф. В большинстве слу-

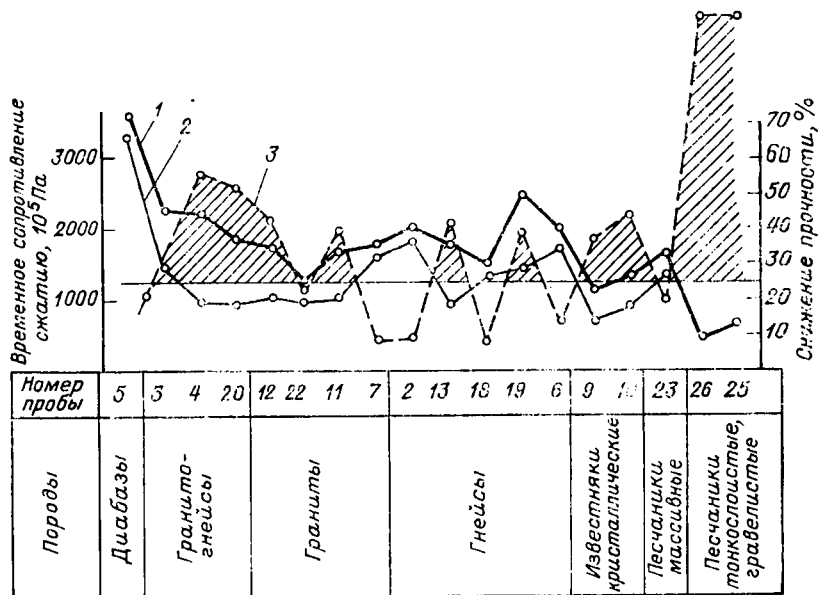


Рис. II-17. Влияние кристаллизационного давления на прочность скальных и полускальных горных пород.

1 — временное сопротивление сжатию в воздушно-сухом состоянии; 2 — временное сопротивление сжатию после 15-кратного насыщения Na_2SO_4 и высушивания; 3 — снижение прочности, %.

чаев физическое и химическое выветривание развиваются одновременно, но в зависимости от климатических условий местности, условий рельефа то или иное из них преобладает.

При физическом выветривании происходят механическое раздробление породы, ее дезинтеграция на составляющие компоненты без заметного изменения минерального и химического состава. Оно связано главным образом с резкими колебаниями температуры, вызывающими неравномерное объемное и линейное расширение и сжатие минеральных компонентов, составляющих породы, и в целом объема всей породы в приповерхностных горизонтах земной коры. В условиях холодного климата физическое разрушение пород интенсивно развивается при замерзании воды, проникающей в поры, трещины и пустоты. При замерзании воды и превращении ее в лед объем ее увеличивается примерно на 9 %, это вызывает давление на стенки трещин и пор до 90—100 МПа и обуславливает раскалывание и разрывы пород даже очень прочных (морозное выветривание). В засушливых районах при интенсивном испарении влаги разрушение горных пород происходит вследствие кристаллизации солей из водных растворов в трещинах и пустотах. При этом кристаллизационное давление на стенки пор

ТАБЛИЦА II-17
Характеристика зоны выветривания горных пород
на разных глубинах в районах развития физического
выветривания (по В. Д. Ломтадзе)

Подзоны	Характеристика пород
I. Зернистая дресвяно-песчаная	Дресва с песком, обычно плотного сложения, но сравнительно легко разрабатывается лопатой, кайлом. Окраска пород по сравнению с исходными более светлая, пестрая. В разрезе наблюдаются разводы, пятна
II. Мелкообломочная — щебенистая	При рыхлении образуется щебень с дресвой и песком. При ударе ломом порода издает глухой звук, «бухтит». Отдельные куски в руках легко разламываются и растираются. Окраска породы пестрая
III. Разборной скалы, глыбовая — грубообломочная	Порода разбирается на отдельные глыбы неправильной формы или плиты по трещинам и плоскостям напластования. Плоскости трещин неровные. Трещины открытые, зияющие или заполненные песчано-глинистым материалом. При ударе ломом, молотком порода издает глухой звук, «бухтит»
IV. Монолитных пород	Порода монолитная, «свежая», иногда разбита отдельными трещинами тектонического происхождения или образовавшимися в результате гравитационной разгрузки у поверхности земли. При ударе ломом заметна отдача и слышен более чистый, звенящий звук

и трещин может достигать огромной силы, разрывать и раскалывать породы также очень прочные (рис. II-17).

Разрушающе действует на горные породы корневая система деревьев, развивающаяся по трещинам. Разрастающиеся корни давят с большой силой на стенки трещин, раздвигают их и вызывают еще большее раскалывание пород на отдельные глыбы и обломки.

Таким образом, физическое выветривание вначале обуславливает растрескивание пород или отслаивание с их поверхности отдельных плиток, пластинок, слоев, затем раскалывание и разделение на крупные, обычно угловатые обломки, которые в дальнейшем крошатся, измельчаются и превращаются в щебень, дресву и песок. Все такие изменения состояния пород наиболее заметны в приповерхностных горизонтах земной коры — в зоне активного выветривания. Здесь нередко в вертикальном разрезе снизу вверх наблюдаются следующие подзоны: IV — монолитных пород; III — грубообломочная, глыбовая — «разборной скалы»; II — мелкообломочная щебенистая и I — дресвяно-песчаная (табл. II-17). Естественно, что в каждом конкретном случае развитие такого профиля зоны

★ выветривания зависит от продолжительности и скорости разрушения пород, от соотношения темпов выветривания и денудации — поверхностного смыва. Общая мощность зоны физического разрушения горных пород обычно измеряется единицами метров.

Интенсивность физического выветривания зависит в значительной степени от окраски пород, их минерального состава, структурных и текстурных особенностей, теплоемкости и теплопроводности, коэффициентов линейного и объемного расширения породообразующих минералов и породы в целом.

При химическом выветривании происходит химическое разложение породы с изменением минерального и химического состава, с образованием новых, более устойчивых минералов и накоплением минерального вещества в тонкодисперсном — коллоидном — состоянии. Основными агентами химического выветривания являются вода и растворенные в ней углекислота, кислород, органические и другие кислоты, образующиеся в результате разложения различных минералов, растительных остатков и жизнедеятельности организмов.

Вода является сильным химическим реагентом благодаря тому, что всегда в той или иной степени диссоциирована на ионы H^+ и OH^- . Чем выше концентрация водородных ионов в воде, тем сильнее ее химическое воздействие на минералы, слагающие породы. Степень диссоциации воды, а следовательно, и концентрация водородных ионов возрастает с повышением температуры. Так, например, концентрация водородных ионов в грунтовых водах тропиков примерно в 6 раз выше, чем в грунтовых водах средних широт, поэтому и химическое выветривание там интенсивнее. Значительно возрастает диссоциация воды при наличии в ней свободной углекислоты. В воде, насыщенной углекислотой, концентрация водородных ионов увеличивается в 300 раз и более.

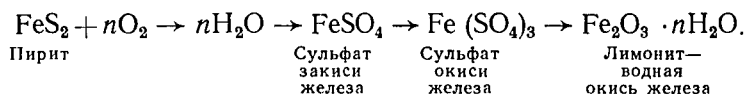
Химическое выветривание горных пород характеризуется большой сложностью. В породе одновременно могут происходить растворение, окисление, гидратация, замещение и гидролиз. Естественно, что в зависимости от состава и свойств самой породы, условий окружающей среды, продолжительности выветривания, глубины залегания пород от поверхности земли тот или иной из перечисленных процессов может получить преобладающее развитие.

Непосредственное растворение и выщелачивание присущи лишь соленосным и засоленным породам, т. е. содержащим легко- и среднерастворимые соли (см. гл. IX). Растворимость различных силикатов по сравнению с простыми солями ничтожна. Следует заметить, что одновременное нахождение различных солей в растворе влияет на растворимость минералов и пород. Например, присутствие в растворе хлористого натрия повышает растворимость углекислой извести в 3 раза; в воде,

содержащей углекислоту, заметно начинают растворяться карбонаты; сернистый магний понижает растворимость гипса до нуля и т. д. Породы соленосные и засоленные встречаются в приповерхностных горизонтах Земли только в условиях недостаточного увлажнения, т. е. в степных и главным образом в полупустынных и пустынных областях.

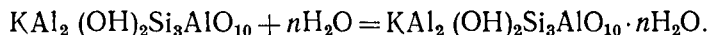
Процессам окисления подвержено большинство пород и минералов, содержащих закисные формы железа, марганца, никеля, кобальта, ванадия, серы и других элементов. Эти процессы заключаются в превращении закисных соединений металлов в окисные, в результате чего кристаллическая решетка минералов начинает разрушаться. Внешне этот процесс выражается прежде всего в изменении цвета породы, в появлении желтой (охристой) окраски, в пигментации минералов, в появлении сгустков и хлопьев в форме натечных коллоидных образований.

Одним из хорошо известных примеров подобных процессов является окисление сульфида железа (пирит). Сульфиды в присутствии свободного кислорода и воды становятся неустойчивыми и, постепенно окисляясь, превращаются в сульфаты, карбонаты и окислы.



Из пирита получается лимонит, представляющий собой соединение железа, наиболее устойчивое в приповерхностных горизонтах земной коры. Процессами окисления пирита объясняется присутствие гипса в зоне выветривания некоторых глинистых отложений. Окислению подвергаются и органические вещества, часто с помощью микроорганизмов. Внешне это также проявляется в изменении окраски породы. Так, например, углистые и битуминозные отложения черного или серого цвета светлеют почти до белого.

Широко распространен при выветривании процесс гидратации различных минералов. Сущность его заключается в том, что многие минералы при воздействии на них воды и водяных паров переходят в соединения, более богатые водой, химически связывают ее, образуя кристаллогидраты. Наряду с химически связанной водой при гидратации минералов появляется также и физически связанная вода, адсорбируемая поверхностью минералов. Раньше всех начинают гидратироваться минералы с хорошо выраженной спайностью, главным образом слюды и хлориты, превращающиеся в гидрослюды и гидрохлориты. Например,



Известно, что в процессе гидратации обычно образуются стадийные промежуточные гидратные формы, в которых содержание воды меняется в связи с изменением внешних условий среды.

Процесс гидратации минералов обычно сопровождается явлениями замещения катионов. При этом возникают новые одноптипные минералы, различающиеся частичным замещением оснований. Замечено, что минералы, обладающие высокой обменной способностью оснований, особенно склонны к гидратации. В качестве примеров гидратации минералов в зоне выветривания можно привести переход ангидрита в гипс ($\text{CaSO}_4 + 2\text{H}_2\text{O} = \text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), гематита в лимонит ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + n\text{H}_2\text{O} = \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) и др.

Гидролитическое разложение — основной процесс химического разрушения таких широко распространенных породообразующих минералов, как силикаты. Он состоит в том, что гидратированный ион водорода (оксоний) вытесняет из кристаллической решетки минералов K, Na, Ca, Mg и, внедряясь в нее, ослабляет внутренние связи, вызывая перестройку каркасной решетки в слоистую, а в дальнейшем распад ее на отдельные компоненты. Последовательность гидролитического разложения силикатов можно представить в виде следующих схем:



Ортоклаз

Монтмориллонит

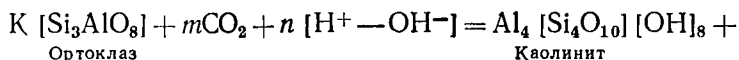
в более кислой среде



Ортоклаз

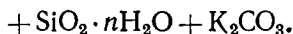
Каолинит

в углекислой среде



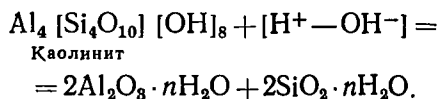
Ортоклаз

Каолинит



Аналогична схема разложения и железисто-магнезиальных силикатов. Характерно, что в первую очередь из кристаллической решетки первичных минералов вытесняются основания, которые образуют истинные растворы, и выносятся. Кремнезем при распаде частично переходит в раствор и выносится, частично переходит в коллоидное состояние, выносится или выпадает в осадок в виде водного кремнезема — опала, а частично расходуется на построение новых, вторичных — глинистых — минералов. Железо, входящее в состав железисто-магнезиальных силикатов, переходит из закисной формы в окисную, образуя свободные гидраты окиси железа (лимонит), и накапливается в зоне выветривания.

Вторичные — глинистые — минералы в условиях жаркого и влажного климата тропиков и субтропиков при значительной продолжительности процессов выветривания могут подвергаться дальнейшему разложению и переходить в конечные простейшие продукты химического выветривания — окислы кремния, алюминия и железа, являющиеся наиболее устойчивыми в зоне выветривания. Такое разложение можно представить в виде схемы



Сложный процесс гидролитического разложения силикатов нельзя рассматривать в изолированном виде: обычно он сопровождается явлениями гидратации, окисления, карбонатизации, замещения и выносом некоторых элементов из зоны выветривания. При этом возникают новые — вторичные — минералы и минеральные образования.

Таким образом, химическое выветривание горных пород сводится к их разрушению и разложению и сопровождается существенным изменением минерального и химического состава и физического состояния. Первичные породообразующие минералы разлагаются, часть составляющих их компонентов выносятся из зоны выветривания в виде истинных и коллоидных растворов, а часть идет на формирование новых минералов, более устойчивых в условиях приповерхностных горизонтов земной коры. В результате химического выветривания происходят образование и накопление минерального вещества в тонкодисперсном и коллоидном состоянии.

В итоге многолетних исследований [Глинка К. Д., 1931 г., Польшов Б. Б., 1934, 1935, 1944 гг.; Гинзбург И. И., 1947, 1957, 1963 гг.; Приклонский В. А., 1952, 1955 гг.; Коломенский Н. В., 1952 г. и др.] установлено, что выветривание горных пород есть непрерывный и сложный процесс их разрушения, обусловленный действием ряда естественноисторических факторов. Он характеризуется определенными стадиями изменения состава и состояния пород в связи с изменением условий окружающей среды.

В настоящее время выделяют следующие четыре основные стадии выветривания горных пород, установленные Б. Б. Польшовым: 1) обломочную, 2) сналлитную щелочную, 3) сналлитную кислотную и 4) аллитную.

Обломочная стадия характеризуется преобладанием физического выветривания над химическим. На этой стадии происходит механическое разрушение — раздробление, дезинтеграция — горной породы почти без изменения ее минерального и химического состава. В зависимости от продолжительности развития обломочной стадии выветривания степень раздробле-

ния породы может быть различной: от грубообломочной — глыбовой до мелкообломочной — щебенистой и дресвяно-песчаной (табл. II-17). На этой стадии в зоне выветривания накапливается определенный петрографический тип элювиальных образований. В аридных областях, в полярных и холодных горных странах этой стадией в основном и завершается выветривание горных пород.

Стадия сиааллитная щелочная является начальной стадией химического выветривания горных пород. На этой стадии из выветривающихся пород выносятся все простые растворимые соли — хлориды, сульфаты и карбонаты щелочных и щелочноземельных металлов, начинается гидратация минералов и гидролитическое разложение силикатов с выносом оснований (K, Na, Mg и Ca). Переходящие в раствор щелочные и щелочноземельные металлы обуславливают щелочную или нейтральную реакцию среды и переводят в подвижное состояние часть кремнезема, так как он растворим в щелочных водах. То же самое происходит с Mn, который выносятся. Полуторные окислы (Fe_2O_3 , Al_2O_3 , TiO_2 и др.), поступаая в раствор из материнских пород, коагулируют и осаждаются. Двухвалентное железо, быстро окисляясь в трехвалентное, также осаждается. Начинается образование глинистых минералов (гидрохлоритов, монтмориллонита, нонтронита, бейделлита), накапливается слабо растворимый карбонат кальция, происходит обызвесткование породы, почему эту стадию и называют также сиааллитной обызвесткования.

Сиааллитная кислая стадия характеризуется длительным вымыванием оснований и SiO_2 из разрушающихся силикатов, вследствие чего щелочные условия постепенно сменяются кислыми, начинается миграция труднорастворимых соединений Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO_2 и др. Чем кислее среда, тем интенсивнее разлагаются силикаты, а продолжающийся вынос магния и калия приводит к разрушению образовавшихся на предыдущей стадии глинистых минералов. Кислая среда способствует сохранению и образованию глинистых минералов, лишенных оснований (каолинит, галлуазит и др.).

Аллитная стадия характеризуется дальнейшим разложением и упрощением соединений. Силикаты распадаются на простейшие окислы кремния, алюминия и железа. Преобладающее значение в образующихся продуктах выветривания получают полуторные окислы алюминия и железа. Этот процесс ведет к формированию латеритов — остаточных отложений, обогащенных гидратами окислов железа и свободным глиноземом. Эта стадия развита главным образом в условиях жаркого и влажного климата тропиков и субтропиков.

Отмечая стадийность в развитии выветривания горных пород, важно подчеркнуть, что руководящее значение в этом сложном процессе имеют климатические условия, рельеф по-

верхности земли, тектонический режим, а также состав и состояние выветривающихся пород. В зависимости от всех этих условий выветривание горных пород может задержаться на той или иной стадии или, наоборот, быстро минув одну, получить длительное развитие на другой.

Как отмечает И. И. Гинзбург [1957 г.], хорошо сформировавшаяся зона химических выветрелых пород обладает ясной изменчивостью в вертикальном направлении, причем книзу встречаются все менее и менее измененные породы. Условия их разрушения на разной глубине разные, так как книзу ослабевают температурные воздействия, просачивающиеся воды становятся все более минерализованными и их агрессивность понижается, содержание кислорода с глубиной уменьшается. Среда становится более щелочной. Над уровнем грунтовых вод, в зоне аэрации, господствуют окислительные условия, ниже — нейтральные и восстановительные.

В зоне выветривания отдельные подзоны отражают различные стадии выветривания, различную степень изменения и разрушения пород. Стадийность проявляется во внешнем облике и физическом состоянии пород, в преимущественном образовании в каждой подзоне тех или иных минералов, которые изменяются или превращаются в вышележащих подзонах в другие минералы, наиболее стойкие в данных условиях.

Выше уже отмечалось, что там, где широко развито физическое разрушение пород, зона выветривания приобретает свою дифференциацию на подзоны (табл. II-17). Там, где разрушение пород начинается под действием физических факторов, а затем образовавшиеся продукты раздробления и дезинтеграции продолжают подвергаться воздействию химических факторов выветривания и все интенсивнее в связи с увеличением их удельной поверхности, в вертикальном разрезе сверху выделяются подзоны изменения и химического преобразования, которые книзу постепенно переходят в подзону преимущественно физического разрушения материнских пород. Там же, где преобладает химическое разложение пород, значительная часть разреза сложена продуктами химического разрушения и изменения материнских пород и лишь в основании зоны выделяется подзона начальных продуктов выветривания и дезинтеграции (табл. II-18). Общая мощность зоны химического выветривания пород может достигать десятков и даже сотен метров.

При инженерно-геологическом изучении выветривания горных пород необходимо следующее:

1. Установление общей мощности зоны выветривания и изменений ее по простиранию в районе предполагаемого строительства, в пределах строительной площадки или на участках расположения отдельных сооружений с целью получения данных о глубине залегания и рельефе поверхности невыветрелых моноплитных пород.

Т А Б Л И Ц А II-18

Характеристика зоны выветривания горных пород на разных глубинах (по И. И. Гинзбургу)

Характер разрушения пород	Подзоны по преобладающим процессам	Окраска, текстурные особенности и физическое состояние	Особенности состава
Преимущественно химическое	Окисления и конечного гидролиза	Бурая, красная, обеленная, текстура часто бобовая, ноздреватая, оолитовая, землистая. Глинистая поро- рода пластичная	Охры полуторных окислов железа, алюминия и других конечных про- дуктов выветривания, иногда гал- луазита и каолинита
	Конечного выщелачива- ния, развития гидро- лиза и слабого окис- ления (в бедных же- лезом породах)	Пестрая, красноватая, пятнистая, зеленая. Заметны следы реликто- вой текстуры. Глинистая порода пластичная	Накопление промежуточных продук- тов выветривания — глинистых ми- нералов и других минеральных об- разований в коллоидно-дисперсном состоянии. Неравномерное распре- деление гидроокислов. Каолинит (на грантах), бейделлит, монтмо- рилонит (на основных породах)
	Конечной гидратации силикатов, развития выщелачивания, на- чала окисления (в бо- гатых железом сили- катах) и начала гид- ролиза	Пестрая, пятнистая, красноватая, зеленоватая и другая более свет- лая и яркая, чем у исходной по- роды. Сохранились текстурные черты исходной породы. Глини- стая порода слабopластичная	Накапливаются промежуточные продукты выветривания — глини- стые минералы — гидрослюда, гид- рохлориты, монтмориллониты, бей- деллит, иногда карбонаты, опал
Преимущественно фи- зическое	Гидратации силикатов и начала выщела- чивания. Преоблада- ние физического вы- ветривания	Исходные породы, едва затрону- тые — главным образом процес- сами физического выветривания. Начальные продукты выветрива- ния имеют цвет исходных пород	Начальные продукты выветривания и дезинтеграции — глыбы, щебен- ка, дресва

2. Расчленение зоны выветривания на подзоны, существенно различающиеся составом, физическим состоянием и свойствами, с целью выделения подзоны наиболее сильно разрушенных пород — подзоны активного выветривания.

3. Решение в зависимости от мощности и степени выветрелости пород ряда практических задач, например: а) выбор наиболее благоприятных участков для размещения на них сооружений (с точки зрения разрушенности пород выветриванием); б) определение глубины заложения фундаментов сооружений, оценка возможности использования выветрелых пород в качестве естественного основания и прогноз осадок сооружений; в) определение мощности выветрелых пород, подлежащих съему при проектировании котлованных работ; г) оценка устойчивости выветрелых пород на склонах, в откосах выемок, котлованах или подземных выработках; д) определение необходимости устройства противифльтрационных завес, глубины их врезки или других противифльтрационных мероприятий; е) прогноз возможности развития осыпей, вывалов, обвалов и других видов деформаций горных пород; ж) определение строительной категории выветрелых пород, условий и способов их разработки; з) определение необходимых инженерных мероприятий для обеспечения устойчивости проектируемых сооружений, защиты их от опасных деформаций выветрелых пород или защиты пород от воздействия агентов выветривания.

В практике инженерно-геологических работ все вышеперечисленные вопросы решаются при выполнении инженерно-геологической съемки, разведочных работ или специальных полевых опытных работ, лабораторных исследований горных пород и теоретических исследований, основанных на обобщении опыта проектирования, строительства и эксплуатации сооружений.

Строительными нормами и правилами (СНиП II—15—74) рекомендуется определять показатель степени выветрелости пород $K_{св}$ (отношение плотности выветрелой породы к плотности той же неветрелой породы) и подразделять их на:

Невыветрелые (монокристаллические)	$K_{св} = 1$. Породы залегают в виде сплошного монолита
Слабовыветрелые (трещиноватые)	$1 > K_{св} \geq 0,9$. Породы залегают в виде несмещенных отдельностей
Выветрелые	$0,9 > K_{св} \geq 0,8$. Породы залегают в виде скопления кусков, переходящего в трещиноватые разности
Сильновыветрелые (рухляки)	$K_{св} < 0,8$. Породы залегают в рассматриваемом объеме в виде отдельных кусков

Как отмечено выше, в том или ином конкретном месте не всегда развита и сохраняется определенная дифференциация зоны выветривания на подзоны. Тем не менее при инженерно-геологическом изучении скальных и полускальных пород в каждом районе первостепенными задачами являются установление

общей мощности зоны выветривания и ее расчленение на подзоны. Все это должно быть показано на всех опорных разрезах — колонках и геологических разрезах (по разведочным линиям, пересекающим строительную площадку, вдоль контуров проектируемых сооружений, по створу проектируемой плотины и оконтуривающим ее разрезам, по оси противофильтрационной завесы, мостового перехода, на разрезах, ориентированных нормально к простиранию естественного склона, откоса выемки, карьера и др.).

В отдельных случаях необходимо составлять специальные карты строительной площадки или участка, подлежащего застройке, на которых показывать распространение выветрелых пород, различающихся степенью разрушенности, мощностью зоны выветривания и т. д.

Для защиты сооружений от вредного и опасного влияния процессов выветривания пород на их устойчивость применяют различные инженерные мероприятия. Их выбор зависит в первую очередь от того, будут ли рассматриваемые породы служить естественным основанием для сооружений, или они слогают естественные склоны, откосы выемок, стенки котлованов, или в них будут проходить подземные выработки, каналы и другие сооружения. Важное значение при этом имеет состав, степень выветрелости пород, мощность зоны выветривания и скорость ее образования.

В зависимости от всех этих факторов защитные инженерные мероприятия могут состоять в следующем.

1. Срезка выветрелых пород — полная или частичная.
2. Оставление выветрелых пород в основании проектируемых сооружений или в откосах выемок при соблюдении определенных ограничений при проектировании, строительстве и эксплуатации сооружений.
3. Защита пород от воздействия агентов выветривания путем устройства облицовочных стенок, покрытий из песка, глины, шлака.
4. Искусственное улучшение свойств пород путем их цементации, глинизации, битумизации, силикатизации и т. д.
5. Применение искусственных оснований путем замены выветрелых пород песчано-гравелистыми, галечниковыми, щебенистыми, бетонными подушками или применение фундаментов глубокого заложения.

ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА СКАЛЬНЫХ И ПОЛУСКАЛЬНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

III-1. Общие сведения

Физико-механическими свойствами горных пород следует называть такие, которые определяют их физическое состояние, отношение к воде и закономерности изменения прочности и деформации. Соответственно различают свойства физические, водные и механические. Их выражают и оценивают с помощью определенных показателей — характеристик.

Физические свойства характеризуют физическое состояние горных пород, т. е. качественную определенность, проявляющуюся в их плотности, влажности, пористости, консистенции, трещиноватости, закарстованности и выветрелости в условиях естественного залегания. Плотность, влажность, пористость и консистенция характеризуют также состояние пород в земляных сооружениях и отвалах. Данные о физических свойствах горных пород позволяют качественно оценивать их прочность и устойчивость.

Водные свойства горных пород проявляются в их способности изменять состояние, прочность и устойчивость при взаимодействии с водой, поглощать и удерживать воду или фильтровать ее. Зная водные свойства горных пород, можно прогнозировать изменения их прочности и других свойств, а также развитие каких-либо геологических процессов. Некоторые показатели водных свойств пород непосредственно используются при различных инженерных расчетах, например при расчетах потерь воды на фильтрацию, притока воды к строительным котлованам и водозаборам, параметров водопонижительных установок, для оценки возможности развития суффозионных процессов и др.

Механические свойства определяют поведение горных пород при воздействии на них внешних усилий — нагрузок. Эти свойства позволяют непосредственно оценивать прочность и деформируемость горных пород. Показатели механических свойств горных пород используются при различных инженерных расчетах, например при расчете осадок сооружений по величине и во времени, устойчивости откосов и естественных склонов, при определении давления горных пород на подпорные сооружения или крепи подземных выработок и т. д.

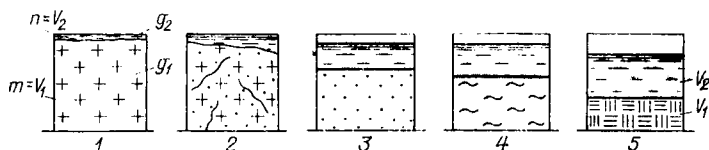


Рис. III-1. Схематическое изображение соотношения объема минеральной части (скелета) m и объема пор n в единице объема горных пород.

1 — скальные; 2 — полускальные; 3 — рыхлые несвязные; 4 — мягкие связные; 5 — торф.

Исследования физико-механических свойств горных пород имеют не только инженерное значение, но и общее геологическое, они позволяют в целом расширить их геологическую изученность. Физико-механические свойства отражают те изменения, которые горные породы претерпели в истории их геологического развития под влиянием процессов выветривания, гравитационного и геохимического уплотнения, тектонических сил и т. д. Они контролируют локализацию оруденения горных пород или распространение в них полезных ископаемых.

Прежде чем перейти к рассмотрению физико-механических свойств скальных и полускальных горных пород, необходимо обратить внимание на особенности их строения. В объеме любой горной породы (рис. III-1) выделяется объем минеральной части — ее скелет V_1 и объем пор, пустот, каверн, трещин и других полостей V_2 , частично или полностью заполненных воздухом, газами или водой. Общий объем всех пустот в породе определяет ее скважность, а пустоты, имеющие капиллярные (диаметр пор < 1 мм, ширина трещин $< 0,25$ мм) или субкапиллярные размеры (диаметр пор $< 0,0002$ мм, ширина трещин $< 0,0001$ мм), выражают их пористость.

Важно заметить, что пористость в горных породах распределена более или менее равномерно, т. е. в каждой точке участка, зоны, слоя или толщи они обязательно обладают той или иной пористостью, тогда как другие виды пустот — трещины и каверны — распределены неравномерно: в одном месте они могут быть, в другом могут отсутствовать. У скальных и отчасти у полускальных горных пород пористость в общем не нарушает их монолитности, она примерно одинакова и в образце, и в условиях естественного залегания пород. С увеличением пористости пород снижаются их прочность и устойчивость, повышаются влагоемкость и способность к деформациям. Пустоты крупных размеров обычно всегда нарушают массивность, монолитность пород, а трещины обуславливают расчленение их на отдельные различных размеров и формы. На рис. III-1 видно, что пористость у скальных пород по сравнению с другими ничтожно мала, у полускальных она больше, так как последние характеризуются иными структурными и текстурными особенностями, большей выветрелостью и трещиноватостью.

Скелет скальных и полускальных пород состоит из кристаллов минералов, их обломков, а также из обломков пород и органических остатков. Эти составные части можно рассматривать как определенные структурные элементы, которые в скальных и полускальных горных породах соединены между собой структурными связями. В магматических, метаморфических и осадочных хомогенных породах эти связи возникают в процессе кристаллизации и перекристаллизации составных частей породы — минералов, в осадочных — при цементации, в результате твердения вязких веществ, образующих пленки на поверхности частиц или заполняющих поры между ними, при кристаллизации солей, выпадающих при определенных условиях из водных растворов, пропитывающих породу, или при перекристаллизации слагающих ее минералов. В уплотненных глинистых породах, приближающихся по своей плотности и свойствам к полускальным породам, структурные связи могут быть обусловлены кроме цементации также силами молекулярного притяжения (ван-дер-ваальсовы силы).

ТАБЛИЦА III-1
Вид и природа структурных связей в скальных
и полускальных горных породах

Породы	Вид структурных связей	Физическая природа структурных связей
Магматические Метаморфические Осадочные	Конденсационно-кристаллизационные То же Цементационные, у некоторых осадочных химических пород конденсационно-кристаллизационные	Межатомные . силы — ионные, ковалентные То же То же и частично молекулярные

Следовательно, в скальных и полускальных горных породах структурные связи могут быть главным образом конденсационно-кристаллизационными или просто кристаллизационными, или цементационными. Как в первом, так и во втором случаях они возникают в результате взаимодействия между ионами или атомами кристаллов минералов, между ионами, атомами и молекулами кристаллов минералов и цементирующего вещества породы. Поэтому с точки зрения физической природы эти связи можно рассматривать как результат взаимодействия ионов, атомов и молекул, составляющих породы (табл. III-1), т. е. по своей природе они не отличаются от связей, действующих внутри кристаллов минералов, слагающих горные породы (гл. II-3).

Структурные связи оказывают большое влияние на свойства скальных и полускальных горных пород. Прочность и устойчи-

★ вость их зависят не только от прочности кристаллов минералов, обломков минералов и пород, но также и от прочности и устойчивости структурных связей. Последние могут иметь прочность выше или ниже прочности элементов, составляющих породу; быть водоустойчивыми или водонеустойчивыми; значительно сопротивляться воздействию агентов выветривания или быть в этом отношении слабыми.

Прочность структурных связей зависит от сил взаимодействия непосредственно между кристаллами минералов, а также между кристаллами, обломками и цементом, т. е. от взаимодействия межатомных сил в местах контактов различных фаз. В скальных и полускальных породах энергия связи в таких контактах велика, но изменчива. В полнокристаллических равномерно-мелкозернистых и среднезернистых породах общая площадь контактов велика, а межатомные расстояния и силы между кристаллами равны таковым внутри кристаллов. Поэтому прочность структурных связей в таких породах особенно высока и может быть даже выше прочности самих кристаллов, что объясняется наличием в них спайности и дефектов в кристаллической решетке. В крупнозернистых и неравномернозернистых породах, а также в осадочных сцементированных общая площадь контактов может быть мала, а межатомные расстояния и силы изменчивы в связи с неровностями поверхности кристаллов и обломков, различными их размерами и степенью кристалличности, гидратированностью цемента и т. д. Поэтому прочность структурных связей в таких породах может быть noticeably понижена.

Скальные и полускальные породы благодаря структурным связям являются монолитными и характеризуются высокой и сравнительно высокой прочностью и твердостью. Однако структурные связи в этих породах необратимы. Если монолит таких пород нарушен выветриванием, трещиноватостью и т. д., структурные связи, как правило, не восстанавливаются, прочность и устойчивость пород нарушаются, а деформационные способности резко повышаются. В истории геологического развития того или иного участка земной коры лишь в редких случаях вторичные процессы цементации могут восстановить монолитность породы и их прежнюю прочность.

Эти особенности скальных и полускальных горных пород существенно отличают их от других типов пород, и поэтому их необходимо учитывать при изучении физико-механических свойств.

III-2. Физические свойства

Главнейшими физическими свойствами скальных и полускальных горных пород, изучаемыми в инженерной геологии, являются плотность и пористость, а у полускальных и влаж-

ность. Эти свойства взаимозависимы и в целом выражают их физическое состояние, т. е. качественную определенность. Кроме того, для характеристики физического состояния этих пород большое или даже решающее значение имеет также степень их выветрелости, трещиноватости и закарстованности. Показатели физических свойств скальных и полускальных пород существенно определяют их сопротивляемость разрушению, деформациям и взаимодействие с водой. Поэтому по основным физическим свойствам можно косвенно судить об их прочности, деформируемости, водопроницаемости и устойчивости, а также об их изменениях под влиянием геологических процессов и искусственных воздействий.

Качественные характеристики скальных и полускальных, как и других групп горных пород, сохраняются в пределах некоторого интервала количественных изменений их физических свойств. Это позволяет отличать по физическому состоянию одни разности пород от других и в геологическом разрезе характеризовать определенным образом каждую толщу, слой, пачку, а в однородных по петрографическому составу породах выделять зоны и подзоны. Изучение физических свойств горных пород необходимо как для предварительной, так и для окончательной их инженерной оценки. Поэтому их исследования должны быть массовыми, как лабораторными, так и полевыми. Описание физического состояния скальных и полускальных пород, обусловленного их трещиноватостью и выветрелостью, а также показателей, используемых для его оценки, было приведено выше.

Плотность. Плотность горной породы есть ее масса в единице объема. Единицей плотности в СИ является 1 кг/м^3 . Так как в объеме любой горной породы выделяются объем минеральной части, т. е. ее скелет, и объем пор, пустот, каверн, трещин и других полостей, частично или полностью заполненных водой, воздухом или газами, для характеристики и оценки плотности горных пород используют три показателя: плотность минеральной части породы γ_m , плотность породы γ и плотность скелета породы $\gamma_{ск}$.

Плотность минеральной части породы равна ее массе в единице объема. Численно она выражается отношением массы минеральной части породы g_1 к ее объему V_1 :

$$\gamma_m = g_1/V_1.$$

Единицей измерения плотности минеральной части породы служит килограмм-масса на кубический метр (кг/м^3) или очень часто грамм-масса на кубический сантиметр (г/см^3). Плотность минеральной части горных пород определяется их минеральным составом и выражает средневзвешенную плотность слагающих их минералов. Плотность минеральной части основных типов скальных и полускальных горных пород показана в табл. III-2,

из которой видно, что она изменяется в сравнительно узких пределах, в большинстве случаев от 2,60 до 2,75 г/см³, и для каждой группы пород определяется только их минеральным составом.

Т А Б Л И Ц А III-2
Плотность и пористость скальных и полускальных горных пород

Породы	Плотность минеральной части, г/см ³		Плотность породы, г/см ³		Пористость, %	
	от	до	от	до	от	до
Гранит	2,67	2,72	2,55	2,65	0,06	2,0
Сиенит	2,65	2,70	2,60	2,65	0,1	3,5
Гранодиорит	2,66	2,80	2,62	2,79	0,2	5,0
Диорит	2,70	2,92	2,67	2,90	0,1	3,5
Габбро	2,87	3,10	2,85	3,05	0,02	1,5
Перидотит	3,00	3,25	2,90	3,20	0,02	2,0
Пироксенит	3,15	3,32	3,00	3,25	0,1	1,0
Кварцевый порфир	2,65	2,69	2,54	2,62	—	—
Липарит	2,45	2,65	2,20	2,50	4,5	8,0
Порфир	—	—	2,55	2,66	—	—
Трахит	—	—	2,20	2,30	3,0	8,0
Кварцевый порфирит	—	—	2,62	2,76	0,5	3,5
Порфирит	2,70	2,99	2,64	2,91	0,4	4,3
Андезит	—	—	2,30	2,60	—	—
Диабаз	2,79	3,05	2,74	3,00	0,08	4,5
Базальт	2,82	2,95	2,46	2,67	3,0	6,0
Гнейс	2,67	2,72	2,62	2,70	—	—
Кварцит	2,74	3,05	2,61	2,81	4,8	8,3
Песчаник крепкий	2,69	2,74	2,64	2,70	1,6	10,0
Песчаник слабый	2,62	2,74	2,68	2,31	16,0	26,0
Алевролит	2,61	2,83	2,00	2,44	14	30
Мрамор	2,70	2,71	2,69	2,70	0,1	1,0
Известняк крепкий	2,70	2,71	2,63	2,70	5,0	13,7
Известняк слабый	2,40	2,60	1,80	2,30	10	22,0
Доломит крепкий	2,82	2,84	2,62	2,74	3,4	12,4
Доломит слабый	2,28	2,74	1,90	2,40	—	—
Мергель	2,65	2,80	2,20	2,60	—	—
Мел	2,63	2,73	1,30	1,40	—	—
Глинистый сланец	—	—	2,40	2,60	—	—
Аргиллит	2,63	2,86	2,30	2,60	—	—
Опока	2,22	2,48	1,64	1,79	39	49
Диатомит	—	—	0,4	0,9	—	—
Угли	1,25	1,75	1,20	1,62	—	—
Вулканические туфы	2,71	2,84	—	—	—	—
Туфогенные породы	2,65	2,79	2,49	2,54	—	—

У интрузивных магматических пород с уменьшением содержания светлых (легких) и увеличением темных (более тяжелых) минералов закономерно повышается их плотность. Однако она зависит не только от соотношения тяжелых и легких породообразующих минералов, но также и от присутствия в породах тех или иных примесей. Поэтому каждый тип пород может

иметь некоторые пределы изменений плотности. Например, у кварцевых или кварц-полевошпатовых песчаников она примерно равна 2,69—2,70 г/см³, у тех же песчаников сажистых, углистых снижается до 2,55—2,60 г/см³, а у железистых может достигать 3,00—3,20 г/см³.

Плотность минеральной части горных пород не отражает непосредственно их физического состояния и не используется в инженерных расчетах, но она необходима при вычислении других важных показателей их свойств, например пористости. Сравнивая плотность минеральной части породы с плотностью породы, можно судить о степени ее уплотненности и пористости, т. е. о физическом состоянии.

Плотностью породы γ принято называть массу единицы ее объема в естественном сложении и при естественной влажности. Численно она равна отношению массы породы ($g_1 + g_2$) к ее объему ($V_1 + V_2$):

$$\gamma = (g_1 + g_2) / (V_1 + V_2).$$

Плотность породы выражают в тех же единицах, что и плотность ее минеральной части (кг/м³ или г/см³).

Кроме плотности породы и плотности ее минеральной части иногда определяют плотность скелета породы, под которой понимают массу единицы объема твердой части (скелета) породы естественного сложения $\gamma_{ск}$. Численно она равна отношению массы сухой породы (масса скелета породы) к ее объему (ко всему объему породы естественного сложения)

$$\gamma_{ск} = g_1 / (V_1 + V_2).$$

Ее выражают в тех же единицах, что и плотность породы.

Так как естественная влажность скальных пород мала, при характеристике их плотности часто определяют массу единицы объема сухой породы (плотность скелета) и называют ее просто плотностью породы. Естественно, что такое определение плотности не является точным. Плотность скелета полускальных пород может существенно отличаться от их плотности, так как естественная влажность этих пород в некоторых случаях может достигать 15—20 % и более.

Плотность породы связана с плотностью ее скелета следующим выражением: $\gamma = \gamma_{ск}(1 + W)$, где W — влажность породы в долях единицы. Средние значения плотности наиболее распространенных разновидностей скальных и полускальных горных пород приведены в табл. III-2. Плотность горных пород определяется плотностью их минеральной части, следовательно, минеральным составом, пористостью и влажностью. Так как у большинства скальных горных пород пористость и естественная влажность ничтожно малы (доли и единицы процентов), их плотность зависит главным образом от плотности минеральной части. Так, например, для каждого конкретного образца скаль-

ной породы ее плотность отличается от плотности минеральной части, как правило, только сотыми долями грамма на кубический сантиметр. Поэтому у магматических интрузивных пород плотность закономерно изменяется с изменением минерального

Т А Б Л И Ц А III-3
Плотность гранитов Калба-Нарымской зоны

Граниты	Плотность, г/см ³			Число определений
	средняя	минимальная	максимальная	
Биотитовый:				
мелкозернистый	2,59	2,54	2,67	83
среднезернистый	2,59	2,50	2,66	544
крупнозернистый	2,59	2,50	2,68	281
Двуслюдяной:				
мелкозернистый	2,55	2,51	2,61	88
среднезернистый	2,55	2,49	2,55	254
крупнозернистый	2,55	2,52	2,61	12

состава (рис. III-2 и III-3). Плотность гранитов, диоритов и габбро показана в табл. III-3, III-4, III-5 и на рис. III-4.

Из этих таблиц и рисунка видно, что плотность важнейших и наиболее распространенных в природе магматических интрузивных горных пород определяется главным образом их минераль-

Т А Б Л И Ц А III-4
Плотность гранитов различного минерального состава
(по Н. Б. Дортман, В. И. Васильевой и др.)

Граниты	Плотность, г/см ³			Число определений
	средняя	минимальная	максимальная	
Двуслюдяной	2,55	2,49	2,61	354
Биотитовый (Алтай)	2,59	2,50	2,66	908
Аляскитовый	2,58	2,54	2,63	1189
Биотитовый лейкократовый (Украина)	2,58	2,53	2,68	189
Биотитовый меланократовый	2,61	2,54	2,72	192
Роговообманково-биотитовый	2,60	2,50	2,73	380
Биотит-роговообманковый	2,66	2,50	2,80	425
Биотитовый (Забайкалье)	2,57	2,47	2,68	642
Биотитовый лейкократовый (Забайкалье)	2,55	2,50	2,65	56
Биотит-роговообманковый (Забайкалье)	2,70	2,55	2,76	45

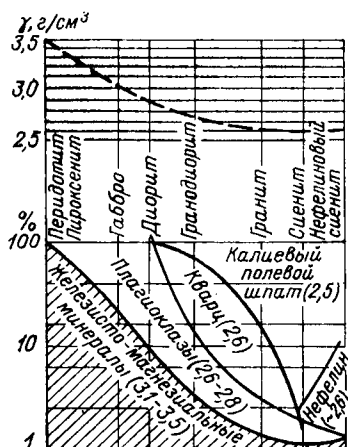


Рис. III-2. Зависимость плотности магматических интрузивных горных пород от их минерального состава (по В. И. Лучицкому).

жания тяжелых минералов. Кроме постепенного повышения плотности пород увеличиваются также пределы ее изменения. При этом для всех кайнотипных аналогов по сравнению с палеотипными эти пределы значительно шире. Это связано с тем, что палеотипные породы (порфиры, порфириты и диабазы) обычно полнее раскристаллизованы. Кроме того, постепенное старение таких пород выражается прежде всего в их эпигенетических преобразованиях. В стекловатой массе появляются микрокристаллы, возникающие как самопроизвольно, так и при воздействии температуры и давления. В дальнейшем палеотипные разности пород приобретают зернистую кристаллическую

ным составом. Изменение же структуры заметного влияния на нее не оказывает.

У пород полускальных пористость и естественная влажность могут измеряться не только единицами, но и десятками процентов, поэтому их плотность может значительно отличаться от плотности минеральной части, что характеризует их как менее плотные по сравнению со скальными породами (табл. III-2).

Пределы изменения плотности магматических эффузивных пород показаны на рис. III-5. Общее повышение ее от липарита до базальта и от кварцевого порфира до диабаз обусловлено уменьшением содержания легких и увеличением содержания

ТАБЛИЦА III-5

Плотность диоритов и габбро различного минерального состава (по Н. Б. Дортман, В. И. Васильевой и др.)

Породы	Плотность, г/см ³			Число определенных
	средняя	минимальная	максимальная	
Диорит:				
биотит-роговообманковый	2,81	2,76	2,85	16
роговообманковый	2,89	2,83	2,96	20
Габбро:				
пироксеновое	2,93	2,89	2,98	26
роговообманковое	2,90	2,87	2,99	6
лейкократовое	2,85	2,72	2,99	29

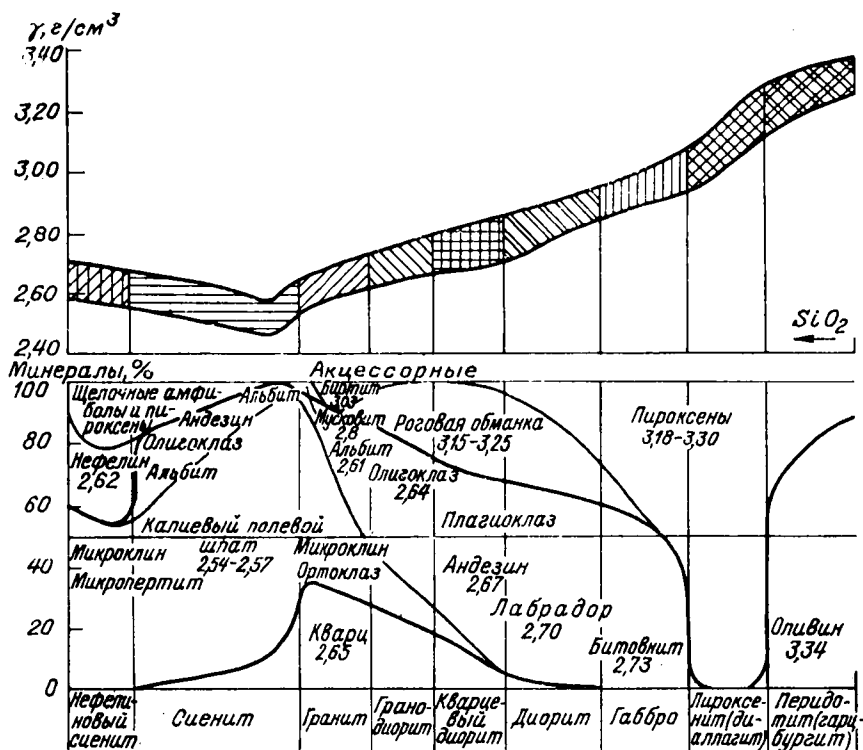


Рис. III-3. Пределы изменения плотности магматических интрузивных горных пород в зависимости от их минерального состава (по Н. Б. Дортман, В. И. Васильевой и др.).

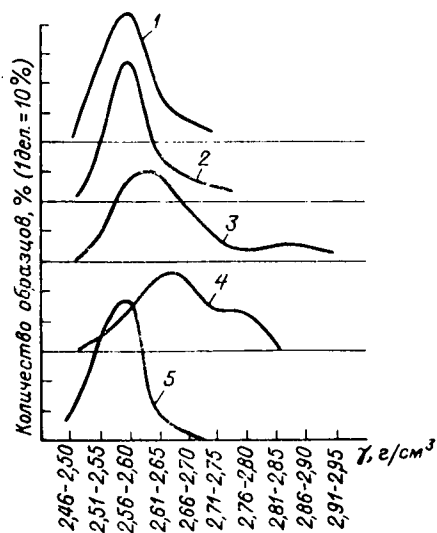


Рис. III-4. Вариационные кривые изменения плотности гранитов различного состава Украинского кристаллического щита (по В. И. Шаповалову, М. В. Крашенинниковой и Е. И. Симак).
1—4—граниты Приазовского участка: 1—аплитовый (476 обр.), 2—пегматитовый (560 обр.); 3—биотитовый (180 обр.); 4—биотит-роговообманковый и роговообманковый (425 обр.); 5—гранит рапакиви (622 обр.) Волинского участка.

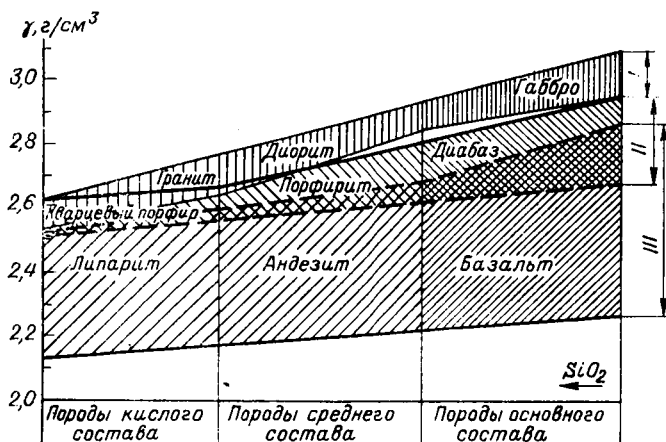


Рис. III-5. Пределы изменения плотности эффузивных горных пород по сравнению с интрузивными (по Н. Б. Дортман, В. И. Васильевой и др.). I—III — породы: I — интрузивные; II — палеотипные эффузивные; III — кайнотипные эффузивные.

структуру. Одновременно с этим происходит видоизменение некоторых минералов, возникают вторичные новообразования, которые выполняют пустоты и поры в породе.

Видоизменения проявляются в разложении плагиоклаза и образовании хлорита, серицита, эпидота и других минералов. По своему составу диабазы оказываются более близкими не к габбро, а к уже измененным амфиболитизированным габбро [Заварицкий А. Н., 1955 г.]. В кислых палеотипных разностях пород состав минералов изменяется мало.

Установлено, что чем древнее эффузивные породы, т. е. чем продолжительнее происходили эпигенетические их преобразования, тем выше их плотность. Это наглядно иллюстрирует табл. III-6. Обращая внимание на эту закономерность в изменении плотности эффузивных пород в зависимости от продолжительности их эпигенетических преобразований, необходимо отметить, что такая закономерность сохраняется не всегда: иногда более древние породы имеют меньшую плотность, чем более молодые. Это позволяет предполагать, что характер эпигенетических преобразований может быть прогрессивным или регрессивным в зависимости от геологической обстановки.

На рис. III-5 видно, что интрузивные породы имеют большую плотность и более узкие пределы ее изменения по сравнению с их эффузивными аналогами. Это объясняется главным образом более плотной и более совершенной их кристаллизацией, т. е. структурными особенностями.

На плотность эффузивных пород нередко большое влияние оказывает их текстура. На рис. III-6 видно, что наименьшую

плотность (1,9—2,1 г/см³) имеют базальты с пемзой-вой текстурой, пористость которых может достигать 37—38 %. Базальты с грубопузырчатой текстурой, с пустотами от 0,3 до 1 см³ и общей пористостью (скважностью) от 10—12 до 19—20 % характеризуются плотностью 2,4—2,5 г/см³. У базальтов с пузырьчатой текстурой (пустоты от долей миллиметра до 3 мм) и общей пористостью до 9—15 % плотность увеличивается и составляет 2,5 г/см³. Массивные базальты с пористостью, равной единицам процентов, имеют плотность 2,6—2,7 г/см³. Следовательно, с понижением пористости базальтов заметно повышается их плотность.

Плотность метаморфических пород также определяется в основном их минеральным составом, так как пористость у этих пород мала. Породы низкой степени метаморфизма — метаморфические сланцы (кварц-серицитовые, кварц-хлоритовые, серицитовые и хлоритовые) — чаще всего имеют плотность соответственно 2,60—2,64; 2,62—2,69; 2,61—2,72; 2,57—2,61 г/см³. Из

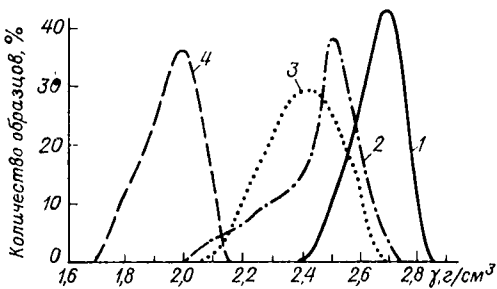


Рис. III-6. Вариационные кривые изменения плотности базальтов различной текстуры Дальнего Востока (по Н. Б. Дортман, В. И. Васильевой и др.).

1 — массивная с единичными пустотами (82 обр.); 2 — пузырьчатая (53 обр.); 3 — грубопузырчатая (70 обр.); 4 — пемзовая (25 обр.).

ТАБЛИЦА III-6

Средняя плотность эффузивных пород различного состава и возраста (по Н. Б. Дортман, В. И. Васильевой и др.)

Породы	Плотность (г/см ³) и число образцов			
	Kz	Mz	Pz	AR—PR
Кварцевые порфиры	—	<u>2,59</u> 813	<u>2,61</u> 1018	—
Андезиты	<u>2,30</u> 38	—	<u>2,68</u> 45	—
Порфириты андезитовые	—	<u>2,63</u> 251	<u>2,73</u> 9846	<u>2,76</u> 236
Базальты	<u>2,45</u> 1068	<u>2,67</u> 471	—	—
Диабазы	—	<u>2,75</u> 345	<u>2,79</u> 1924	<u>2,86</u> 189

этих данных следует, что плотность разнообразных метаморфических микрокристаллических сланцев изменяется от 2,57 до 2,72 г/см³.

Породы средней степени метаморфизма — кристаллические сланцы средне- и крупнозернистой структуры (биотитовые, амфиболитовые и др.) — имеют наиболее часто плотность от 2,67 до 3,00 г/см³, т. е. более высокую.

Породам высокой степени метаморфизма — гнейсам, амфиболитам, пироксенитам, мраморам, кварцитам — свойственна еще большая плотность, причем сильно зависящая от их петрографических особенностей. Так, например, плотность гнейсов может изменяться в следующих пределах: биотит-плагиоклазовых — 2,63—2,73, гранат-биотитовых — 2,80—2,85, амфиболовых — 2,86—3,07, пироксеновых и амфибол-пироксеновых — 2,72—3,00 г/см³. Плотность амфиболитов изменяется от 2,72 до 3,27, мраморов — наиболее часто от 2,68 до 2,77, мигматитов — от 2,68 до 2,70, кварцитов — от 2,57 до 2,68 и роговиков от 2,63 до 2,82 г/см³.

Плотность скальных и полускальных осадочных горных пород изменяется в широких пределах в зависимости от их петрографического состава, структурно-текстурных особенностей, степени литификации, а также в зависимости от того, в каком структурно-тектоническом районе они распространены. Из табл. III-2 видно, что плотность песчано-глинистых пород в целом несколько ниже, чем карбонатных, причем в каждом из этих типов пород наблюдается определенная закономерность в изменении их плотности в зависимости от степени литификации. Так, многочисленные данные показывают, что плотность уплотненных глин может изменяться от 1,80 до 2,20, аргиллитов от 2,30 до 2,60, аргиллитов сланцеватых от 2,40 до 2,70 и глинистых сланцев от 2,40 до 2,75—2,80 г/см³.

Такая же закономерность наблюдается у пород обломочных. Песчаники обычно имеют плотность 2,50—2,65, а песчаные сланцы — 2,60—2,70 г/см³. На плотность песчаников заметное влияние оказывают их структура, состав цемента и характер цементации. Плотность песчаников мелкозернистых, плотных, сливных, с карбонатным цементом может достигать 2,70—2,80 г/см³, а крупнозернистых, слабых, с глинистым цементом нередко снижается до 2,20—2,40 г/см³.

На плотность карбонатных пород большое влияние оказывают примеси глинистого вещества, кремнезема, степень доломитизации и особенно их структура. Плотные кристаллические зернистые известняки могут иметь плотность 2,80—3,00 г/см³, а известняки органогенной структуры — 1,70 г/см³, редко больше. Плотность оолитовых и пелитоморфных известняков сравнительно невысока и изменяется в широких пределах — от 1,50 до 2,30 г/см³. Плотность мергелей около 2,20—2,40, а мела — 1,30—1,40 г/см³.

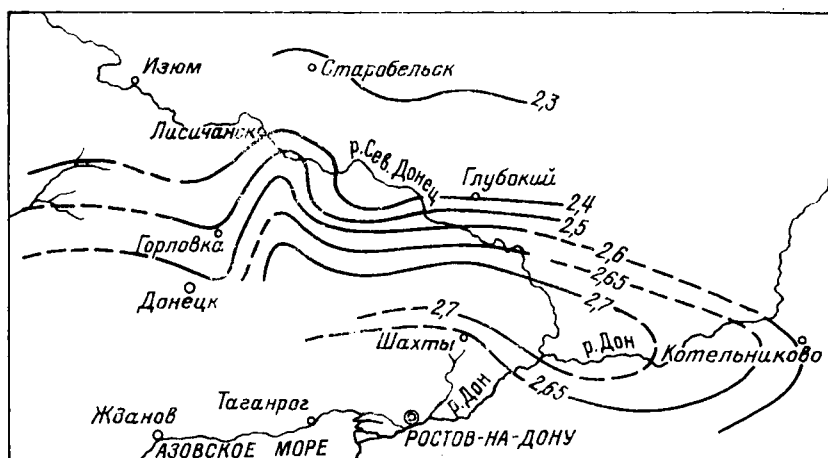


Рис. III-7. Схематическая карта средней плотности пород верхнего палеозоя на территории Донбасса (по А. М. Донабедову).

На изменение плотности пород влияет и их возраст, т. е. продолжительность преобразования под влиянием процессов литификации. Так, по данным Н. Б. Дортман, метаморфические сланцы и кварциты палеозоя Южного Сахалина характеризуются средней плотностью $2,55\text{—}2,85\text{ г/см}^3$, песчано-глинистые отложения мезозоя того же района имеют плотность $2,20\text{—}2,60\text{ г/см}^3$, а такие же отложения палеогена и неогена — $2,00\text{—}2,50\text{ г/см}^3$.

Плотность пород горно-складчатых районов всегда выше, чем платформенных. Нередко на платформах породы определенного петрографического состава имеют малую или среднюю степень литификации, а в складчатых районах достигают предельно высокой, и это сказывается соответственно на изменении их плотности. Хорошим примером влияния структурного положения пород на их плотность является район Донбасса, где исследованиями А. М. Донабедова [1940 г.] установлены следующие изменения пород верхнего палеозоя (рис. III-7). Центральная часть обнаженного Донбасса выделяется как область максимальной плотности, где она достигает $2,73\text{—}2,76\text{ г/см}^3$ (Нагольная — Тарасовка). Во всех направлениях к периферии от центра Донбасса плотность пород карбона уменьшается и в районе Ворошиловграда достигает $2,30\text{ г/см}^3$. Как отмечает автор этих исследований, среди угленосных пород наибольшему региональному изменению подверглись сланцы, а наименьшему — известняки. Промежуточное положение занимают песчаники.

Плотность горных пород является важнейшей характеристикой их физического состояния. Чем она меньше, и особенно

в сравнении с плотностью их минеральной части, тем больше пористость, влагоемкость пород и, возможно, ниже прочность. Значения плотности горных пород широко используются при разнообразных инженерных расчетах. Например, при расчетах распределения напряжений от собственного веса в горных породах, их устойчивости на склонах и в откосах, устойчивости оползней, подпорных стенок, при определении горного давления и др. Поэтому названный показатель физических свойств горных пород относится к расчетным.

Плотность горных пород служит показателем разной степени их уплотненности и поэтому используется при расчленении разновозрастных толщ, комплексов и формаций и корреляции разрезов. Она может применяться также как показатель вторичных изменений горных пород под влиянием естественных и искусственных факторов.

Пористость. Важной характеристикой физических свойств и состояния горных пород вообще, и в том числе скальных и полускальных, является их пористость. Как было отмечено выше, пустоты в горных породах, имеющие капиллярные и субкапиллярные размеры, называются порами. Общий объем пор в единице объема породы определяет ее пористость

$$n = 1 - m = 1 - \frac{\gamma_{ск}}{\gamma_m} = \frac{\gamma_m - \gamma_{ск}}{\gamma_m}.$$

Пористость скальных горных пород незначительна (табл. III-2) и обычно изменяется от долей процента до нескольких процентов, а у полускальных она может достигать 15—20 %. Исключение составляют некоторые эффузивы, например трахиты, базальты, туфы, туффиты, а также некоторые известняки-ракушечники, мел, опоки и любые выветрелые породы, пористость которых достигает 30—35 % и более.

По общей пористости горные породы подразделяются на три группы: 1) с низкой пористостью, $n < 5\%$, 2) со средней пористостью, $n = 5 \div 20\%$ и 3) с высокой пористостью, $n > 20\%$. Большинство скальных пород имеет низкую пористость (малопористые), а породы полускальные, как правило, среднепористые, но отдельные их разновидности высокопористые.

По времени образования пористость в горных породах может быть первичной (сингенетичной) и вторичной (эпигенетичной). Первичная пористость возникает в процессе формирования породы; например, при остывании магматического расплава, его кристаллизации и перекристаллизации возникают микропоры между гранями кристаллов минералов в результате выделения паров и газов, появляются микротрещины в кристаллах минералов и в целом в породе. В метаморфических породах пористость возникает при кристаллизации и перекристаллизации первичных пород в результате образования скрытых микротрещин. В осадочных породах она образуется при накоплении

осадков и их диагенетическом преобразовании. Она складывается из пустот между обломками кристаллов минералов, обломками пород, органическими остатками, из пустот, образовавшихся на месте органических остатков в результате их разложения, а также возникших вследствие перекристаллизации или неполной цементации осадка при диагенетическом превращении его в породу. Пористость при диагенезе осадков может возникать в результате появления микротрещин при дегидратации осадков, их усыхании (литогенетические трещины) и других процессах.

Вторичная пористость в горных породах возникает при их преобразовании в земной коре в результате перекристаллизации элементов, составляющих породу, при разложении некоторых минералов и органических остатков, полном или частичном растворении и выщелачивании отдельных минералов и их агрегатов, растворении и выщелачивании цемента и образовании скрытых микротрещин, при гравитационном уплотнении пород, дегидратации, а также при их разуплотнении или при воздействии тектонических сил.

Необходимо отметить, что для магматических и метаморфических пород главное значение имеет трещинная пористость. У эффузивных пород общая пористость складывается из трещинной пористости и пористости, образующейся при выделении паров и газов; для осадочных пород важное значение имеет пористость межгранулярная, а также возникающая в результате выщелачивания.

При эпигенетических процессах преобразования горных пород в одних условиях пористость увеличивается, а в других закономерно постепенно уменьшается и соответственно повышается плотность. Для осадочных пород общей закономерностью является уменьшение пористости с глубиной, с увеличением их возраста, т. е. с продолжительностью эпигенетических преобразований, а также в зависимости от залегания в пределах тех или иных геологических структур или зон.

В зависимости от условий образования поры могут иметь не только различные размеры, т. е. быть капиллярными или субкапиллярными, но и форму и связи между собой и с окружающей средой. В скальных и полускальных породах форма пор может быть овальной, ячеистой, пузырчатой, неправильной, угловатой, щелевидной и др. Поры могут быть открытыми, т. е. сообщающимися между собой, и закрытыми. Общая пористость породы равна суммарному объему пор открытых и закрытых.

В гидрогеологии и нефтяной геологии при изучении коллекторских свойств горных пород и возможности движения в порах жидкостей и газов поры пород подразделяют на эффективные и неэффективные. Эффективные поры образуют эффективную пористость пород — часть порового объема, по которой может происходить движение жидкостей и газов при определенном дав-

лении. Неэффективная пористость — часть порового объема, не пропускающая жидкостей и газов вследствие малого размера пор, их изолированности или недостаточного давления.

При инженерно-геологической оценке горных пород изучение их пористости имеет большое значение. Пористость определяет плотность горных пород, их прочность, деформируемость, влагоемкость, влияет на водопроницаемость, сопротивляемость выветриванию, морозоустойчивость, сейсмостойкость и другие качества, имеющие большое практическое значение. Чем больше пористость горных пород, тем меньше их плотность и прочность, больше деформируемость и влагоемкость, но меньше водопроницаемость. Последнее обстоятельство может показаться парадоксальным, но это так. Водопроницаемость горных пород определяется не общей их пористостью, а размерами пустот и трещин, т. е. эффективной пористостью. Одна крупная открытая трещина, рассекающая породу, может профильтровать через себя в сотни и тысячи раз больше воды и газов, чем тысячи мелких субкапиллярных микротрещин. Пористость снижает сопротивляемость горных пород выветриванию и их морозоустойчивость. Понижая плотность горных пород, она повышает их способность поглощать энергию колебательных движений при распространении сейсмических волн и тем самым уменьшает их сейсмостойкость.

Влажность. Физическое состояние и свойства горных пород в значительной степени зависят от их влажности, которая определяется отношением массы воды, заполняющей поры, g_2 , к массе сухой породы g_1 . Влажность выражается в долях единицы или в процентах

$$W = (g_2 - g_c) / g_c = g_2 / g_1.$$

Если влажность определена по естественным образцам породы, она называется естественной. У скальных пород пористость мала, также мала и их естественная влажность. Она изменяется от долей процента до нескольких процентов. Поэтому при исследованиях скальных пород ею обычно пренебрегают и не определяют. У полускальных пород естественная влажность может достигать 15—20 % и более и оказывать существенное влияние на их физическое состояние и свойства. Поэтому для таких пород ее обязательно определяют. Чем выше влажность горных пород, тем больше их плотность, так как $\gamma = \gamma_{ск}(1 + W)$. Она сказывается также на их прочности, морозоустойчивости, усадке, теплоемкости и других свойствах.

III-3. Водные свойства

Главнейшими водными свойствами скальных и полускальных горных пород являются их водоустойчивость, влагоемкость и водопроницаемость.

Водоустойчивость. Водоустойчивость этих двух групп пород характеризуется в первую очередь их размягчаемостью. Любые горные породы, и в том числе такие прочные, как кварцит, диабаз, базальт и др., при насыщении водой размягчаются и снижают свою прочность. Размягчаемость характеризуется коэффициентом размягчаемости K_p , численно равным отношению временного сопротивления сжатию образца породы после насыщения водой $R_{сж. в}$ к временному сопротивлению сжатию до насыщения образца водой $R_{сж. с}$:

$$K_p = R_{сж. в} / R_{сж. с}.$$

Коэффициент размягчаемости выражают в долях единицы и вычисляют с точностью до 0,1. Для пород скальных водоустойчивых он обычно не ниже 0,9, у пород с пониженной водоустойчивостью он равен 0,7—0,8. У полускальных — известняков и глинистых песчаников, мергелей, аргиллитов и других пород — коэффициент размягчаемости небольшой, меньше 0,5. При насыщении водой они часто расслаиваются или распадаются на обломки и испытать их на сжатие не представляется возможным. Коэффициент размягчаемости таких пород равен нулю и характеризует их как практически водонеустойчивые.

Явление размягчения связано с тем, что при насыщении горных пород водой они испытывают сильный скоростной напор, который вызывает внутренние напряжения и уменьшает их механическую прочность. Влага, проникая в микротрещины и поры, оказывает также разрушающее действие под влиянием расклинивающего давления тонких пленок, которое может достигать десятков мегапаскалей и быть больше прочности породы на разрыв. В осадочных породах вода размягчает и растворяет цементирующее вещество, это также сказывается на уменьшении их прочности.

Большинство осадочных пород при увлажнении или насыщении водой способно в той или иной степени изменять объем. Изменение объема пород в их поверхностной и внутренней частях неодинаково вследствие неодинакового увлажнения. Поэтому в них возникают напряжения, вызывающие расширение существующих микротрещин, образуются новые и как результат снижается их прочность. Многократные насыщения и последующие высушивания создают «усталость» пород от повторяющихся внутренних напряжений, а также сказываются на их водоустойчивости и прочности. Известное уменьшение прочности после насыщения водой наблюдается у всех типов пород и характеризует ту или иную степень их водоустойчивости. Как правило, чем ниже пористость пород, тем выше их водоустойчивость.

Характерным и своеобразным признаком водоустойчивости, т. е. способности сохранять свое состояние и прочность при изменении влажностного режима, для многих полускальных гор-

ных пород является склонность их к усадке — к уменьшению объема при высыхании на воздухе — при аэрации. Усадка вызывает внутренние напряжения в породе и как следствие ее разрушение — растрескивание, расслаивание, шелушение и т. д. Такие явления очень часто наблюдаются при вскрытии пород выемками, котлованами, подземными выработками, при извлечении пород на поверхность из скважин и т. д.

Влагоемкость. Влагоемкость горных пород — это способность их поглощать и удерживать определенное количество воды. Скальные породы невлагоемки, полускальные обычно слабовлагоемки и только некоторые из них средневлагоемкие. Тем не менее при оценке физико-механических свойств скальных и полускальных горных пород определение их влагоемкости необходимо, так как она позволяет судить об их пористости (открытая пористость — пористость насыщения), размягчаемости и главным образом морозостойкости.

Выше уже отмечалось, что при замерзании воды и превращении в лед ее объем увеличивается и создает давление на стенки трещин и пор силой, превышающей прочность пород на разрыв, даже прочных. Многократное замерзание и оттаивание воды в порах оказывают большое влияние на их сохранность и прочность. Поэтому, хотя скальные и полускальные породы в общем слабовлагоемки, способность их поглощать небольшое количество воды все же имеет практическое значение для косвенной оценки их морозостойкости. При исследовании влагоемкости скальных и полускальных горных пород определяют их водопоглощение W_n , водонасыщение W_n и коэффициент водонасыщения K_n .

Под водопоглощением понимается способность породы поглощать (впитывать) воду при погружении в нее в обычных условиях, т. е. при атмосферном давлении и комнатной температуре. Количественно водопоглощение характеризуется отношением поглощенной воды к массе абсолютно сухой породы, т. е.

$$W_n = (g_b - g_c) / g_c.$$

Водопоглощение выражают в долях единицы или в процентах от массы абсолютно сухой породы.

Под водонасыщением понимается способность породы поглощать (впитывать) воду при погружении в нее в особых условиях — под вакуумом, при повышенном давлении или при кипячении, т. е. способность породы впитывать максимальное количество воды (табл. III-7). Водонасыщение всегда больше водопоглощения, так как при насыщении пород в особых условиях воздух и газы в микротрещинах и порах меньше мешают проникновению в них воды. Водонасыщением обычно определяют открытую пористость породы. Отношение водопоглоще-

Т А Б Л И Ц А III-7

Водопоглощение и водонасыщение некоторых типов горных пород

Породы	Водопоглощение, %	Водонасыщение, ‰	Коэффициент водонасыщения
Гранит (Прибайкалье)	0,36	0,42	0,86
Гранит (р. Шилка)	0,48	0,56	0,86
Гранито-гнейс (Прибайкалье)	0,35	0,51	0,69
Гнейс (Прибайкалье)	0,35	0,43	0,81
Диабаз (Прибайкалье)	0,04	0,21	0,19
Диабаз (р. Чусовая)	0,60	1,10	0,55
Известняк кристаллический (Прибайкалье)	0,68	0,76	0,89
Песчаник крепкий (Прибайкалье)	0,53	0,69	0,77
Песчаник глинистый (р. Ангара)	5,44	7,79	0,70

ния к водонасыщению называют коэффициентом водонасыщения породы.

$$K_n = W_n / W_n.$$

Если коэффициент водонасыщения больше 0,8, то такие породы считают морозонестойкими.

Водопроницаемость. Водопроницаемостью горных пород называется их свойство пропускать через себя воду при наличии напора. В гидрогеологии и нефтяной геологии часто говорят не о водопроницаемости, а просто о проницаемости пород, под которой понимают их свойство пропускать через себя жидкости (флюиды) или газы при наличии перепада давления, т. е. напора. В инженерной геологии наибольшее практическое значение имеет водопроницаемость горных пород.

Скальные породы проницаемы только по трещинам. В пористых породах движение воды происходит как по трещинам, карстовым полостям и другим свержкапиллярным пустотам, так и отчасти при соответствующих напорах по микротрещинам и порам. Общая водопроницаемость любых горных пород тем больше, чем больше их скважность и больше размеры пустот и трещин, ее определяющих. Она зависит также от напора, под влиянием которого осуществляется движение воды. При небольших напорах горные породы могут не пропускать через себя воду, а при больших могут оказаться в некоторой степени водопроницаемыми.

Водопроницаемыми следует считать такие горные породы, которые при реально существующих или проектируемых напорах пропускают или будут пропускать воду. К водонепроницаемым породам следует относить такие, которые при действующем

щих напорах не пропускают воду. Скорость движения воды через горные породы в некоторой степени зависит также от ее температуры, так как с повышением температуры уменьшается вязкость воды и повышается ее подвижность. При оценке проницаемости горных пород для нефти и некоторых других жидкостей (например, глинистых растворов и др.) учет их вязкости имеет большое значение.

Следовательно, водопроницаемость горных пород зависит от их свойств (скважность и размер пустот), гидрогеологических условий (действующий напор) и свойств воды (вязкость). Мемой водопроницаемости горных пород служит коэффициент фильтрации K_f , который является показателем их способности пропускать через себя воду в большем или меньшем количестве в единицу времени с большей или меньшей скоростью. В соответствии с этим используют два различных значения для выражения коэффициента фильтрации — объемное и скоростное. Первое значение (объемное) показывает количество воды Q , протекающее в единицу времени через сечение породы F

$$K_f = Q / (FI),$$

при $F = 1$ и $I = 1$ $K_f = Q$, м³/сут, см³/сут.

Второе значение (скоростное) показывает скорость v движения воды при градиенте, равном единице,

$$v = K_f I,$$

при $I = 1$ $K_f = v$, м/сут, см/сут.

В инженерно-геологической и гидрогеологической практике пользуются главным образом скоростным значением коэффициента фильтрации. Ориентировочно степень водопроницаемости горных пород характеризуется данными, приведенными в табл. II-16.

Проницаемость подсчитывают по формуле

$$K_p = \frac{Q\eta l \cdot 1000}{Ft(p_1 - p_2)},$$

где K_p — коэффициент проницаемости, $1,02 \cdot 10^{-15}$ м²; Q — количество жидкости, профильтровавшейся через породу за 1 с, см³; l — длина пути фильтрации, см; η — вязкость жидкости при температуре опыта, п; F — площадь поперечного сечения, см²; $p_1 - p_2$ — перепад давления, напор, Па, МПа; t — время, с.

Коэффициент фильтрации K_f и коэффициент проницаемости K_p связаны между собой следующей зависимостью:

$$K_f = K_p \gamma_{ж} / \eta,$$

где $\gamma_{ж}$ — плотность жидкости.

Так как при определении коэффициента проницаемости учитываются свойства жидкости, результаты его определения не должны зависеть от того, какая однородная жидкость или газ

(вода, нефть, воздух и т. д.) пропускались через горную породу.

Горные породы, проницаемость которых измеряется $n \cdot 1,02 \cdot 10^{-12} \text{ м}^2$, обладают хорошей проницаемостью, десятками или сотыми долями — средней проницаемостью, тысячными долями этих значений — плохой проницаемостью. Для воды приближенно можно считать, что проницаемость горных пород в $1,02 \text{ мм}^2$ соответствует коэффициенту фильтрации 1 м/сут.

Для сравнительной оценки водопроницаемости и, следовательно, трещиноватости и закарстованности скальных и полускальных горных пород в условиях их естественного залегания широко используется метод опытных наливов и нагнетаний воды в скважины и горные выработки. Показателем водопроницаемости пород в этом случае является удельное водопоглощение ω , измеряемое в литрах в минуту. Примерные значения удельного водопоглощения для пород различной степени водопроницаемости и трещиноватости приведены в табл. II-16.

Как уже было отмечено выше, данные о водопроницаемости горных пород имеют исключительно важное практическое значение при решении различных инженерно-геологических задач. Коэффициент фильтрации является основной характеристикой при расчетах фильтрации, водопритоков, водопонижений, дренажей, прогноза формирования зоны подтопления, прогноза осадок сооружений во времени и др.

Удельное водопоглощение наряду с коэффициентом фильтрации широко используется при выборе места расположения плотин, для оценки возможных потерь воды на фильтрацию в обход плотины, степени трещиноватости и закарстованности горных пород, для доказательства необходимости сооружения противофильтрационных завес, для определения глубины их врезки, проверки качества цементационных работ и других целей. Коэффициент проницаемости является одной из характеристик, используемых при оценке коллекторских свойств горных пород, их водо- нефте- и газоотдачи и др. Поэтому при изучении водных свойств горных пород как в лабораторных, так и в полевых условиях определение их водопроницаемости (а в некоторых случаях и проницаемости) имеет массовый характер.

III-4. Механические свойства

Общие понятия. Механические свойства горных пород характеризуются их поведением при воздействии внешних усилий (нагрузки) и проявляются в сопротивлении разрушению и деформации. Свойство горных пород сопротивляться разрушению и образованию больших остаточных деформаций под действием нагрузки или, точнее, воспринимать ее разрушаясь, в определенных пределах и условиях те или иные нагрузки называется

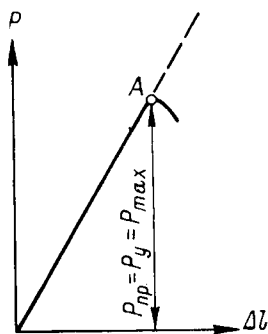


Рис. III-8. Диаграмма результатов испытаний скальных пород на сжатие.

прочностью, а свойство их изменять под нагрузкой форму сложения и объем — деформацией. Следовательно, механические свойства горных пород — это их прочность и деформируемость. Их выражают и оценивают прочностными и деформационными показателями.

Прочность скальных и полускальных горных пород принято выражать и оценивать временным сопротивлением сжатию, растяжению, сдвигу (скалыванию) и реже изгибу. На рис. III-8 приведена типичная диаграмма результатов испытаний скальных пород на сжатие. Такой же характерный вид она обычно имеет и при испытании этих пород на растяжение. На диаграмме видно, что до определенного предела деформации прямо пропорциональны действующим нагрузкам. Точкой А обозначен конец прямолинейного участка диаграммы, соответствующий максимальной нагрузке $P_{пр}$, до которой сохраняется прямая пропорциональная зависимость деформаций от нагрузок. Отношение нагрузки $P_{пр}$ к первоначальной площади образца F_0 характеризует предел пропорциональности (МПа)

$$R_{пр} = P_{пр}/F_0.$$

Многочисленные исследования разнообразных петрографических типов скальных пород показывают, что при напряжениях, не превышающих предела пропорциональности, деформации имеют упругий характер; при напряжениях, превышающих этот предел, породы быстро разрушаются с потерей сплошности, имеют хрупкий характер разрушения, деформации их становятся необратимыми. Следовательно, у скальных пород в обычных условиях предел пропорциональности практически равен пределу упругости и пределу временного сопротивления сжатию (при испытании на растяжение — растяжению), т. е.

$$R_{пр} = R_y = R_{сж}.$$

Полускальные породы (песчаники и алевролиты с глинистым цементом, глинистые сланцы, аргиллиты, глинистые известняки и доломиты, мергели и др.) отличаются от скальных пониженными прочностью и сопротивляемостью деформациям. Они по физическому состоянию и свойствам весьма разнообразны. Некоторые из них приближаются к породам скальным, но большинство существенно от них отличается по прочности и деформируемости.

Деформации полускальных пород в обычных условиях до известного, сравнительно небольшого значения внешней на-

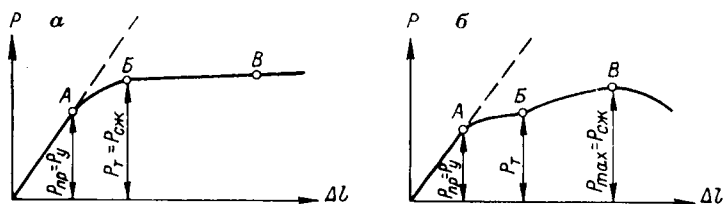


Рис. III-9. Диаграммы результатов испытаний полускальных пород на сжатие.

а — породы неупрочняющиеся; *б* — породы упрочняющиеся.

грузки бывают упругими. Затем, когда нагрузка превышает предел пропорциональности (рис. III-9, точка *A*), диаграмма принимает криволинейное очертание, т. е. деформация растет быстрее нагрузки, получают развитие упруговязкие или остаточные пластические деформации, характеризующиеся необратимыми изменениями формы образцов пород. Пластические деформации нередко переходят в пластическое течение, т. е. в деформации, протекающие без изменения внешней нагрузки P_T (рис. III-9, *а*, участок *BB*). При этом объем и сплошность породы до определенного момента не нарушаются. Отношение нагрузки P_T к первоначальной площади образца F_0 характеризует предел текучести (МПа)

$$R_T = P_T / F_0.$$

Следовательно, предел текучести есть напряжение, вызывающее начало пластического течения. У большинства разностей полускальных пород пластические деформации развиваются при некотором увеличении внешней нагрузки, что характеризует проявление внутренних сил в породе, тормозящих их деформации,— сил упрочнения (рис. III-9, *б*). Нагрузка, соответствующая максимальному упрочнению $P_{\max}$, характеризует временное сопротивление породы сжатию — ее прочность. Отношение нагрузки $P_{\max}$ к первоначальной площади образца F_0 называют пределом прочности породы на сжатие (МПа)

$$R_{сж} = P_{\max} / F_0.$$

Соответственно могут быть определены пределы прочности породы на растяжение R_p , скалывание $R_{ск}$ и изгиб $R_{изг}$.

В типичных полускальных породах после явно выраженных пластических деформаций в процессе пластического течения появляются трещины, нередко с неровными поверхностями, наступает разрыв сплошности, происходит хрупкопластическое их разрушение.

Таким образом, при деформациях полускальных пород могут быть установлены пределы их упругости (пропорциональности), текучести и прочности. В разностях пород, не упрочня-

ющихся в процессе развития деформаций, предел текучести примерно совпадает с пределом прочности ($R_T \approx R_{сж}$), а в породах упрочняющихся предел прочности несколько больше предела текучести ($R_T < R_{сж}$). За условный предел прочности на сжатие у неупрочняющихся пород можно принимать напряжение, при котором остаточные деформации составляют 10—15 % первоначальной высоты образца.

Для оценки хрупкости скальных, хрупкости и пластичности полускальных горных пород обычно пользуются коэффициентами хрупкости $K_{хр}$ и пластичности $K_{пл}$. Степень хрупкости определяется отношением работы, затрачиваемой на деформацию породы до предела упругости, к общей работе — до ее разрушения [Барон Л. И., 1959 г.]. Как видно на рис. III-9, а,

$$K_{хр} = OAD/OABГ.$$

У хрупких горных пород этот коэффициент равен единице, у полускальных, имеющих пластический характер разрушения, он составляет сотые или десятые доли единицы. С увеличением прочности горных пород возрастает их хрупкость.

Коэффициент пластичности является обратной величиной коэффициента хрупкости

$$K_{пл} = OABГ/OAD.$$

У скальных — хрупких — горных пород он равен единице, у полускальных, имеющих хрупкопластический характер разрушения, изменяется от 2 до 6, а у пород, обладающих пластическим характером разрушения, он тем выше, чем сильнее в них выражены необратимые — пластические — деформации.

Хрупкое разрушение горных пород происходит тогда, когда скорость изменения их напряженного состояния превышает скорость релаксации напряжений, возможную скорость пластической деформации, т. е.

$$N = V_n/V_{пред},$$

где N — показатель хрупкости горных пород; V_n — скорость изменения напряженного состояния горных пород; $V_{пред}$ — предельная (максимальная) скорость релаксации напряжений горных пород. Хрупкое разрушение горных пород возможно при условии, если $N > 1$.

Природа хрупкости и пластичности горных пород при действии на них нагрузки в обычных лабораторных условиях, как и в приповерхностных горизонтах земной коры, определяется их прочностью.

Напряжения, при которых наступают пластические деформации или разрушение горных пород, называют предельными. В соответствии с современными теоретическими положениями механики горных пород различают два напряженных состояния горных пород и поэтому различные расчеты ведут по двум

предельным напряженным состоянием. Первое предельное напряженное состояние определяется несущей способностью, прочностью и устойчивостью горной породы, т. е. такой предельной нагрузкой, при которой порода находится в состоянии, непосредственно предшествующем нарушению ее равновесия, — ее разрушению. Поэтому расчеты по первому предельному состоянию называют расчетами по несущей способности, по прочности или по устойчивости. Второе предельное напряженное состояние характеризуется нагрузкой, вызывающей развитие пластических деформаций, не превышающих определенного предельно допустимого значения. При деформациях выше этого предельного значения возникает опасность нарушения прочности и устойчивости сооружений, нормальной их эксплуатации и т. д. Расчет по второму предельному состоянию называют расчетом по деформациям. Нагрузка, вызывающая это состояние горных пород, как правило, меньше нагрузки, отвечающей их первому предельному состоянию. В некоторых случаях на горные породы можно допускать нагрузки, превышающие второе предельное напряжение, тогда как первое превышать нельзя.

Для скальных пород расчеты могут производиться только по первому предельному напряженному состоянию, а для полускальных — по первому и второму.

Прочность. В табл. III-8 приведены значения временного сопротивления сжатию наиболее распространенных типов скальных и полускальных горных пород, а в табл. III-9 — данные о прочности некоторых типов горных пород на скалывание, разрыв и изгиб.

Временное сопротивление сжатию скальных пород измеряется десятками и сотнями, а скалыванию и разрыву десятками и единицами мегапаскалей

$$R_{сж} > R_{ск} > R_p.$$

Временное сопротивление сжатию полускальных пород изменяется в широких пределах: у прочных — от 15 до 50 МПа, средней прочности — от 2,5 до 15 МПа, а малой прочности — менее 2,5 МПа. Сопротивление скалыванию обычно превышает 5 МПа у прочных, от 1 до 5 МПа у пород средней прочности и менее 1 МПа — у слабых. Сопротивление разрыву составляет десятые доли и единицы мегапаскалей.

Из приведенных данных следует, что скальные породы принципиально отличаются от полускальных. Первые характеризуются большой прочностью, в обычных условиях деформируются только упруго, обнаруживая хрупкий характер разрушения (рис. III-10, а). Вторые обладают меньшей прочностью, упругие деформации их и в обычных условиях сопровождаются деформациями остаточными, а разрушение имеет хрупкопластический (рис. III-10, б) или пластический характер (рис. III-10, в). Эти

ТАБЛИЦА III-8

Временное сопротивление сжатию наиболее распространенных типов скальных и полускальных горных пород

Породы	$R_{сж}$, МПа	Породы	$R_{сж}$, МПа
Магматические		Метаморфические	
Гранит	100—230	Мрамор	60—140
Сиенит	100—200	Кварцит	160—400
Гранодиорит	110—250	Гнейс	80—220
Диорит	110—260	Гнейсо-гранит	80—220
Габбро	100—300	Кристаллический сланец	20—160
Кварцевый порфир	110—220	Осадочные	
Липарит	90—180		
Порфир	100—220	Доломит	15—200
Трахит	50—150	Известняк крепкий	60—200
Кварцевый порфирит	100—200	Известняк слабый	7—50
Дациит	80—170	Мергель	0,5—10
Порфирит	120—240	Мел	0,5—15
Андезит	30—150	Песчаник крепкий	50—180
Диабаз	110—330	Песчаник слабый	1,5—50
Базальт	80—240	Алевролит	8—80
Вулканический туф	3—80	Аргиллит	0,5—50
		Глины уплотненные и аргиллитоподобные	0,5—3

ТАБЛИЦА III-9

Данные о прочности некоторых типов горных пород на скалывание, разрыв и изгиб

Породы	Сопротивление, МПа		
	скалыванию	растяжению	изгибу
Гранит	60—80	4—5	10—24
Сиенит	—	3—5	4—20
Диорит	—	4—6	—
Габбро	—	5—6	18—26
Диабаз	65—230	5	—
Кварцит	40—160	4—6	13—22
Гнейс	40—160	4—5	6—12
Мрамор	18—130	5	7—20
Известняк крепкий	10—130	5	5—20
Песчаник крепкий	20—75	2—6	1,5—21,5

две группы пород различаются и по другим признакам — по характеру развития деформаций во времени, по значению показателей упругости и деформации и др. (см. ниже). Поэтому совершенно неправильно объединять скальные и полускальные

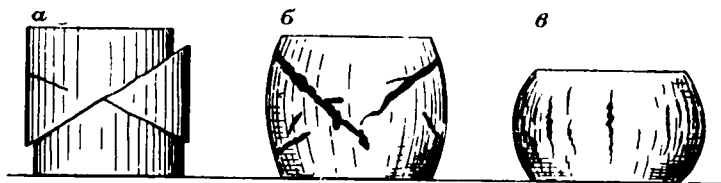


Рис. III-10. Виды разрушения скальных и полускальных горных пород.
а — хрупкий; *б* — хрупкопластический; *в* — пластический.

породы в одну группу и говорить о «твердых» горных породах вообще.

К породам полускальным следует относить разности, имеющие временное сопротивление сжатию меньше 50 МПа, так как только такие породы начинают отличаться особенностями деформации и разрушения, несущей способностью, устойчивостью в откосах, в подземных выработках и т. д. Для инженерно-геологической характеристики и оценки именно таких пород большое значение имеют данные лабораторных и полевых исследований физико-механических свойств, что отмечено ниже, в конце главы.

На прочность скальных и полускальных горных пород большое влияние оказывают их текстурные особенности — слоистость, сланцеватость, полосчатость и др. Анизотропия таких пород установлена многочисленными исследованиями. В большинстве случаев временное сопротивление пород сжатию, направленному перпендикулярно к слоистости, выше, чем по слоистости.

Из приведенных данных также следует, что пределы прочности горных пород определяются не только прочностью самой породы и действующей нагрузкой, но и условиями ее приложения. Прочность пород на сжатие всегда значительно больше прочности на скалывание, а последняя больше прочности на растяжение. По многочисленным данным можно заключить, что прочность пород на сжатие примерно в 2—5 раз больше прочности на скалывание и в 20—50 раз больше прочности на растяжение.

Условия прочности. Разрушение горных пород происходит тогда, когда внешние усилия превышают внутренние силы в породе. При предельных состояниях внутренние силы уравниваются внешние и разрушений породы, так же как и значительных опасных деформаций, при этом еще не происходит. Для того чтобы выявить роль этих внутренних сил, в механике горных пород рассматривают действие внешних сил по отношению к любой, произвольно выбранной площадке — сечению внутри породы. Действие любой силы на такую площадку можно разложить на две составляющие: нормальную к площадке и касательную к ней. Общая, нормальная и касательная силы, отне-

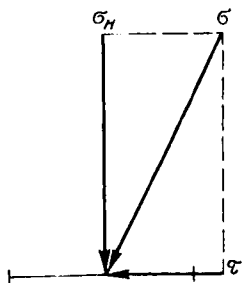


Рис. III-11. Общее, нормальное и касательное напряжения на произвольно выбранной площадке — сечении внутри породы.

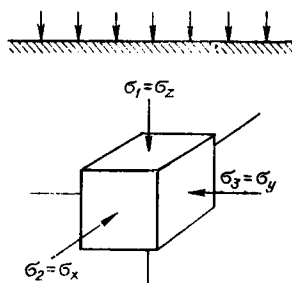


Рис. III-12. Элементарный объем породы, на который действуют только нормальные напряжения, а касательные отсутствуют.

сенные к площадке размером в единицу площади, соответственно называют общим σ , нормальным σ_n и касательным τ напряжениями (рис. III-11).

Нормальное и касательное напряжения, действующие в данной точке элементарной площадки, ориентированной в пространстве, определяют прочность и устойчивость породы в этой точке. При нагружении породы и при ее деформации в каждой ее точке можно выделить элементарный объем, на три взаимно перпендикулярные грани которого, как на элементарные площадки, действуют только нормальные напряжения, а касательные отсутствуют (рис. III-12). Эти три нормальных напряжения достаточны для того, чтобы составить характеристику напряженного состояния породы в данной точке. Такие нормальные напряжения называют главными и обозначают их соответственно σ_1 , σ_2 и σ_3 . Направления, по которым действуют главные напряжения, называют главными осями напряжений. В однородных породах они одновременно являются и главными осями деформаций. В неоднородных породах направление главных осей деформаций меняется от точки к точке. Главные нормальные напряжения в общем случае различаются между собой по величине. Выделяют главные напряжения максимальные, промежуточные и минимальные, т. е. $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$.

Если два главных напряжения равны нулю, а действует одно главное напряжение, то будет иметь место одноосное, или линейное, напряженное состояние. Соответственно может иметь место двухосное напряжение, действующее в плоскости, и трехосное, развивающееся в объеме, — объемное напряженное состояние (рис. III-13).

Горные породы в условиях естественного залегания обычно находятся в объемном напряженном состоянии, развивающемся под влиянием веса вышележащих масс (гравитационных сил) и тектонических сил, в меньшей мере температурных градиентов и др.

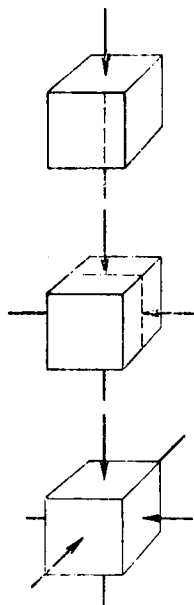


Рис. III-13. Одноосное, двухосное и трехосное напряженное состояние породы.

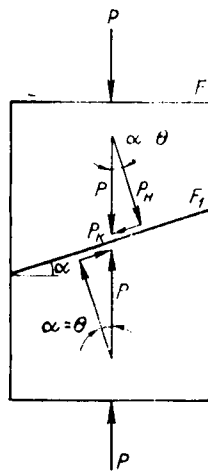


Рис. III-14. Действие нормальной и касательной составляющих силы P на поверхность произвольно выбранного сечения F .

На рис. III-14 видно, что если на поверхность горизонтального сечения какого-то объема горных пород площадью F действует равномерно распределенная нагрузка P , то нормальное в этом сечении напряжение σ_n является одновременно главным и равно

$$\sigma_n = \sigma_1 = P/F.$$

Площадь любого другого сечения, наклонного к горизонту под углом α , равна

$$F_1 = F/\cos \alpha,$$

а составляющие силы P , ориентированные нормально и по касательной к этому сечению, соответственно равны

$$P_n = P \cos \alpha; P_k = P \sin \alpha,$$

тогда нормальные и касательные напряжения при рассматриваемом одноосном напряженном состоянии равны

$$\begin{aligned} \sigma_n &= \frac{P_n}{F_1} = \frac{P \cos \alpha \cos \alpha}{F} = \sigma_1 \cos^2 \alpha = \\ &= \frac{1}{2} \sigma_1 (1 + \cos 2\alpha); \end{aligned}$$

$$\tau = \frac{P_k}{F_1} = \frac{P \sin \alpha \cos \alpha}{F} = \sigma_1 \sin \alpha \cos \alpha = \frac{1}{2} \sigma_1 \sin 2\alpha.$$

Угол α , равный θ , принято называть углом отклонения полного напряжения σ_1 от нормали к площадке F_1 .

Из этих уравнений следует:

1. Нормальное напряжение достигает максимального значения в сечении, по отношению к которому сжимающее (растягивающее) усилие P направлено перпендикулярно, так как при $\alpha=0$ $\cos^2 \alpha=1$. В этом случае нормальное напряжение является главным, т. е. действующим по главной оси: $(\sigma_n)_{\max}=\sigma_1$.

При всех других значениях угла α (от 0 до 90°) $\cos^2 \alpha$ меньше единицы.

2. Касательное напряжение достигает максимального значения при такой ориентировке сечения, когда угол α между нормалью к сечению и направлением полного сжимающего (растягивающего) усилия равен 45° . В этом случае $\sin 2\alpha=1$ и

$$\tau_{\max}=\sigma_1/2.$$

Угол α равен наибольшему углу отклонения — $\theta_{\max}$. При всех других значениях угла α $\sin 2\alpha$ меньше единицы.

Таким образом, в объеме горной породы в наиболее неблагоприятном состоянии находятся сечения, по отношению к которым действующее усилие направлено по нормали или под углом, близким к 45° , т. е. сечения, в которых действуют максимальные нормальное и касательное напряжения. Вот почему наибольшая деформация пород при сжатии наблюдается в направлении действия усилия, а трещины скола возникают вдоль сечений, образующих с направлением действующего усилия угол, близкий к 45° , т. е. близкий к углу $\theta_{\max}$.

Деформации или разрушения горной породы развиваются в первую очередь в указанных направлениях, причем только в тех случаях, когда внешние силы больше внутренних сил породы. Если внутренние силы породы равны напряжениям, вызванным внешними усилиями, то порода находится в предельном напряженном состоянии, т. е. в состоянии, непосредственно предшествующем ее разрушению или значительным деформациям.

На рис. III-15, а показано действие напряжений по сечению А—Б блока породы. Рис. III-15, б иллюстрирует отдельно действующие нормальные и касательные напряжения. На этих рисунках видно, что нормальные напряжения σ_n производят сжатие блока в нормальном направлении к сечению А—Б, а касательные оказывают сдвигающее действие вдоль этого сечения. В геологии принято считать сжимающие напряжения положительными (+), а растягивающие отрицательными (—).

При двухосном напряженном состоянии главные напряжения могут быть одноименными (положительными или отрицательными) и разноименными (одно положительное, второе отрицательное). Максимальное нормальное напряжение действует по сечению, перпендикулярному к направлению максимальной

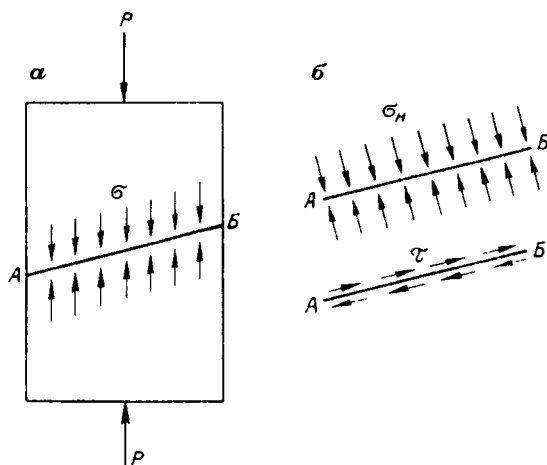


Рис. III-15. Действие напряжений в объеме породы.
 а — действие общих напряжений на сечение А—В; б — действие составляющих нормальных и касательных напряжений на сечение А—В.

сжимающей или растягивающей силы. Максимальное касательное напряжение действует вдоль сечения, расположенного под углом 45° к направлению действия главных напряжений. Максимальное касательное напряжение для двухосного сжатия и растяжения равно

$$\tau_{\max} = (\sigma_1 - \sigma_2)/2.$$

Нормальные и касательные напряжения, действующие в данной точке площадки, определенно ориентированной в пространстве, в условиях плоского или объемного напряженного состояния могут быть определены также графически, с помощью диаграммы Мора (рис. III-16). На этой диаграмме сжимающие (положительные) напряжения отложены по оси абсцисс вправо от начала координат, а касательные — по оси ординат кверху от начала координат. По оси абсцисс лежат только главные напряжения σ_1 , σ_2 и σ_3 , так как по оси главных напряжений касательные напряжения равны нулю.

Для того чтобы определить напряжения σ_n и τ , действующие по какой-либо площадке А—В, наклонной под углом α к плоскости I—I главных напряжений, по оси абсцисс откладывают значения главных напряжений σ_1 и σ_3 и на их разности, как на диаметре, строят круг («круг напряжений», или «круг Мора»), центр которого С лежит на середине расстояния между точками А—D. При точке С, отложив угол 2α , получим точку В, координаты которой ОК и ВК соответственно равны σ_n и τ . Из рис. III-16 следует

$$BC - DC = AC = \frac{AD}{2} = \frac{OD - OA}{2} = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}.$$

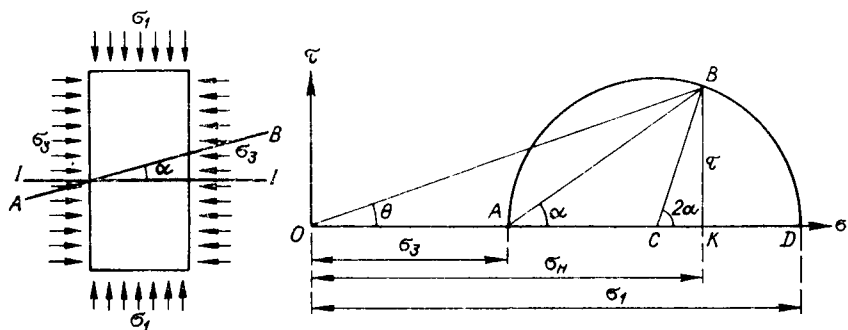


Рис. 11-16. Определение нормальных и касательных напряжений, действующих в данной точке произвольной площадки, с помощью диаграммы Мора.

Из прямоугольного треугольника BKC имеем

$$\tau = BK = BC \sin 2\alpha = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \sin 2\alpha;$$

$$\begin{aligned} \sigma_n = OK = OA + AC + CK = \sigma_3 + \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} + \\ + \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \cos 2\alpha, \end{aligned}$$

или

$$\sigma_n = \sigma_3 + \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} (1 + \cos 2\alpha) = \sigma_3 + \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \cdot 2 \cos^2 \alpha,$$

или

$$\sigma_3 + \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \cdot 2 \cos^2 \alpha = \sigma_3 + \sigma_1 \cos^2 \alpha - \sigma_3 \cos^2 \alpha,$$

тогда

$$\sigma_n = \sigma_1 \cos^2 \alpha + \sigma_3 \sin^2 \alpha.$$

Следовательно, абсцисса точки B круга дает нормальную, а ордината — касательную составляющие напряжения.

Круг напряжений Мора является геометрическим местом точек, координаты которых равны нормальным и касательным напряжениям, действующим по площадкам, лежащим вне плоскости, где имеют место главные напряжения. Ординаты и абсциссы точек, лежащих на круге, соответствуют значениям нормальных и касательных напряжений для различно ориентированных площадок в данной точке. Для этих площадок изменяется соотношение между напряжениями σ_n и τ в соответствии с изменением угла θ . Если этот угол достигнет наибольшего

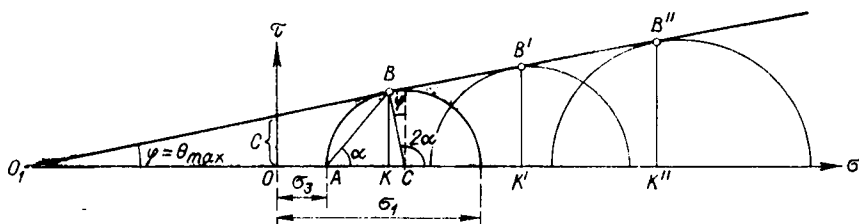


Рис. III-17. Диаграмма Мора для предельного состояния породы.

значения, то в данной точке наступит предельное равновесие, т. е. $\theta = \theta_{\max}$.

Круги напряжений строят для значений σ_1 и σ_3 , удовлетворяющих условиям предельного равновесия, поэтому их называют предельными. С их помощью определяют угол наибольшего отклонения для решения вопроса о равновесии породы в данной точке. На каждом из предельных кругов напряжений (рис. III-17) ординаты точек B , B' и B'' равны предельным касательным напряжениям в момент, непосредственно предшествующий разрушению породы при соответствующих сжимающих нормальных напряжениях. Если к предельным кругам напряжений провести касательную (огнибающую), то она образует с осью абсцисс угол $\varphi = \theta_{\max}$, а на оси ординат отсечет отрезок C . В соответствии с условием предельного равновесия точки B , B' и B'' должны находиться на этой касательной, уравнение которой имеет вид

$$\tau = \sigma_n \operatorname{tg} \varphi + C.$$

Это уравнение было дано французским физиком Кулоном в XVIII в. Оно выражает линейную зависимость сопротивления горных пород сдвигу от нормальной нагрузки, т. е. одну из важнейших закономерностей их механических свойств — прочность. В механике горных пород уравнение Кулона рассматривают как математическое выражение зависимости τ от σ_n . Величины φ и C в нем являются параметрами прочности горных пород; C характеризует наличие и прочность структурных связей, т. е. действие сил сцепления, или просто сцепление, в мегапаскалях, а φ — интенсивность роста сопротивления сдвигу (скалыванию) породы с увеличением нормальной нагрузки, т. е. ее внутреннее трение. Угол φ условно называют углом внутреннего трения, а $\operatorname{tg} \varphi$ — коэффициентом внутреннего трения.

Из рис. III-17 следует, что

$$\sin \varphi = BC/O_1C,$$

так как

$$BC = (\sigma_1 - \sigma_3)/2 \text{ и } O_1C = \sigma_3 + (\sigma_1 - \sigma_3)/2 + C \operatorname{ctg} \varphi,$$

то

$$\sin \varphi = \frac{(\sigma_1 - \sigma_3)/2}{\sigma_3 + (\sigma_1 - \sigma_3)/2 + C \operatorname{ctg} \varphi} = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{\sigma_1 + \sigma_3 + 2C \operatorname{ctg} \varphi}.$$

Это уравнение имеет важное значение в теории механики горных пород, так как выражает зависимость φ от главных напряжений в момент предельного равновесия горной породы.

На рис. III-17 также видно, что направление AB определяет направление площадки, по которой в данной точке при предельном состоянии может произойти скалывание (сдвиг) породы, ее разрушение. Эта площадка скалывания (скольжения) образует угол α с направлением площадки, по которой действует большое главное напряжение. Так как угол $2\alpha = 90^\circ + \varphi$, то $\alpha = 45^\circ + \varphi/2$, следовательно, в условиях предельного напряженного состояния «площадка скалывания» будет наклонена под углом $45^\circ + \varphi/2$ к направлению площадки наибольшего главного напряжения. В каждой точке предельно напряженной породы таких площадок может быть две. Сопряженные площадки расположены под углом $45^\circ \pm \varphi/2$.

Если на элементарный объем горной породы действуют только главные напряжения, не равные между собой, т. е. $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$, то диаграмма напряжений будет иметь вид, показанный на рис. III-18. Из этой диаграммы видно, что

$$(\sigma_n)_{\max} = \sigma_1; (\sigma_n)_{\text{промеж}} = \sigma_2; (\sigma_n)_{\min} = \sigma_3.$$

Для любого сечения, наклонного к осям главных напряжений, составляющие напряжений будут равны ординате и абсциссе в точках, расположенных в заштрихованной части диаграммы, а максимальное касательное напряжение

$$\tau_{\max} = (\sigma_1 - \sigma_3)/2.$$

При объемном напряженном состоянии, когда $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$, круги диаграммы напряжений превращаются в точку на оси абсцисс, а касательные напряжения при таком гидростатическом состоянии в любом сечении будут равны нулю.

Теории прочности. Многочисленные данные о прочности скальных и полускальных горных пород получены в результате их испытаний на сжатие, растяжение или скалывание в лабораторных условиях, т. е. в условиях простых напряженных состояний. Данные испытаний скальных и полускальных пород в условиях сложного объемного напряженного состояния немногочисленны. Сравнительно мало пока накоплено данных и о полевых испытаниях горных пород в условиях естественного залегания. Однако горные породы как естественные основания для сооружений или как среда для них в условиях естественного залегания обычно находятся в сложном объемном напряженном состоянии.

Чтобы обоснованно оценивать прочность горных пород, прогнозировать их поведение в условиях сложного напряженного состояния, уже давно применяют различные теории прочности. Наиболее известны из них следующие.

Теория наибольших напряжений (теория Галлилея—Ренкина, или первая теория прочности). Эта теория за критерий прочности принимает наибольшее главное напряжение. Это означает,

что порода в сложном напряженном состоянии начнет разрушаться тогда, когда наибольшее главное напряжение достигнет значения, соответствующего пределу ее прочности или текучести при одноосном сжатии. При одноосном сжатии разрушение (скалывание) образца породы обычно происходит по наклонным плоскостям к оси образца. Для этих плоскостей сжимающие напряжения не являются наибольшими, а разрушение вызывается касательным напряжением. При всестороннем сжатии горные породы могут, не разрушаясь, выдерживать большие избыточные напряжения. Таким образом, значение наибольшего напряжения недостаточно для определения прочности породы.

Теория наибольших деформаций (теория Сен-Венана, или вторая теория прочности). По этой теории течение или разрушение породы наступает тогда, когда наибольшая деформация равна деформации на пределе текучести или прочности при простом сжатии. В настоящее время установлено, что наибольшая деформация не может служить единственным фактором, определяющим прочность пород во всех случаях напряженного состояния. Кроме того, ряд положений, вытекающих из этой теории, находится в резком противоречии с опытом.

Теория наибольших касательных напряжений (теория Кулона, или третья теория прочности). Согласно этой теории предел прочности породы при сложном напряженном состоянии должен наступать тогда, когда наибольшее касательное напряжение достигнет того значения, при котором наступает предел прочности образца при простом сжатии или растяжении.

Теория наибольших касательных напряжений хорошо согласуется с опытами, что в известной мере подтверждает ее справедливость. Основной недостаток этой теории состоит в том, что в ней скрыто предположение об одинаковой прочности пород при растяжении и сжатии.

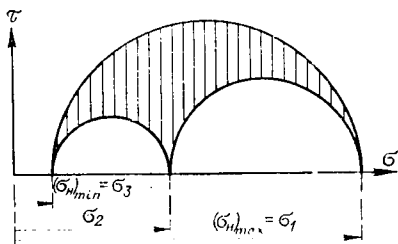


Рис. III-18. Диаграмма Мора, показывающая напряжения, вызываемые действием сил по трем сечениям, проходящим через оси σ_1 , σ_2 , σ_3 .

Теория предельного напряженного состояния (теория Мора, или четвертая теория прочности). В соответствии с различным характером разрушения материалов в рассматриваемом случае горных пород Мор сделал заключение, что сами по себе нормальные и касательные напряжения не характеризуют опасное состояние. Для каждого вида сложного напряженного состояния имеются свои соотношения наибольшего и наименьшего напряжения, при которых может наступить скалывание или отрыв части породы. По Мору, только в некоторых, частных случаях разрушение может наступить от касательных напряжений. Как известно, при рассмотрении вопроса о прочности горных пород можно пользоваться диаграммой напряжений Мора (рис. III-18), образованной тремя окружностями, характеризующими напряженное состояние в данной точке.

Из всех теорий прочности теория Мора получила наибольшее распространение в механике горных пород, хотя, как полагают, для хрупких материалов эта теория не согласуется с опытом в области растяжения.

Кроме перечисленных теорий известностью пользуются также энергетические теории прочности (Бельтрами, Губра, Мизеса, Генка и др.). По этим теориям за критерий прочности материала при любых видах напряжений принимается некоторое количество потенциальной энергии, накапливающееся в единице объема материала.

Таковы наиболее известные теории прочности материалов и горных пород. Из этого перечня следует, что факт наличия нескольких теорий прочности свидетельствует прежде всего об ограниченности области применения каждой из них. Важно также подчеркнуть, что каждая из теорий рассматривает материалы, и в том числе горные породы, как идеализированные сплошные однородные и изотропные деформируемые среды. В действительности же горные породы в условиях естественного залегания представляют собой неоднородную среду с явными или скрытыми дефектами, с поверхностями и зонами ослабления, анизотропную по механическим и фильтрационным свойствам.

Природа прочности. Прочность скальных пород определяется в первую очередь прочностью кристаллов минералов, обломков кристаллов и пород, их слагающих, и прочностью связей между ними. Эти структурные связи в скальных породах кристаллизационно-конденсационные или цементационные и отличаются большой прочностью и устойчивостью. Поэтому деформации таких пород связаны, как правило, с хрупким разрывом — разрушением кристаллов минералов и реже — с хрупким разрывом структурных связей. Они часто происходят по ослабленным поверхностям и зонам, явно проявляющимся в породе или скрытым. Эти «дефекты» породы обусловлены несовершенством строения кристаллической решетки минералов, а также

слоистостью и сланцеватостью пород, равномерным или неравномерным распределением в ней ориентированных кристаллов минералов (особенно имеющих пластинчатую форму), шлировых выделений, ксенолитов, следов флюидности, закрытых и открытых трещин и микротрещин. В осадочных сцементированных породах, кроме того, имеют значение состав цемента и характер цементации.

Разрушение породы вдоль всех этих «дефектов» облегчается, если они ориентированы по направлению действия касательных скалывающих напряжений или близком к нему и особенно, если ориентированы нормально к направлениям растягивающих (разрывающих) напряжений. Если «дефекты» породы ориентированы в направлениях, отличных от направлений касательных, растягивающих или сжимающих напряжений, направление деформаций в ней может получить некоторое отклонение от направления действия напряжений и произойдет по уже готовым поверхностям или зонам ослабления.

Структурные связи внутри кристаллов минералов, слагающих породу, и между ними до определенного предела напряжений находятся в стабильном состоянии. При таком напряженном состоянии элементарные частицы в кристаллах минералов (атомы), а также кристаллы минералов или отдельные их части, слагающие породу, либо не изменяют свое пространственное положение, либо эти изменения практически не сказываются на изменениях формы сложения породы и ее объема. При напряжениях, превышающих этот предел, порода становится нестабильной, и под постоянной или возрастающей нагрузкой происходит резкое изменение пространственного расположения элементарных частиц в кристаллах минералов и отчасти кристаллов и их частей в породе вдоль определенных поверхностей или зон, происходит резкое нарушение сплошности породы, причем она необратимо деформируется — разрушается.

Для различных типов скальных пород предельные напряжения, при которых происходит их разрушение, различны, в соответствии с чем они имеют и различную прочность.

Важно заметить, что скальные породы и слагающие их минералы, а в осадочных прочно сцементированных породах их цемент являются прочными и хрупкими и ведут себя почти как совершенно упругие материалы только в обычных условиях, т. е. в условиях атмосферного давления и температуры приповерхностных горизонтов земной коры. На больших глубинах под действием значительной и длительно действующей нагрузки и при высоких температурах они изменяют свои свойства, пластически деформируются, подвергаются частичной или полной перекристаллизации.

Прочность полускальных горных пород, так же как и скальных, определяется прочностью кристаллов минералов, их обломков, обломков пород, слагающих осадочные породы, и проч-

ностью структурных связей, действующих между ними. Деформации этих пород сопряжены с разрывом как кристаллов минералов и обломков пород, так и главным образом структурных связей. В полускальных породах прочность структурных связей обычно меньше прочности слагающих их кристаллов минералов или обломков пород. Это существенно сказывается на прочности породы в целом и определяет характер ее разрушения и деформаций.

При деформации полускальных пород поверхности разрыва, как правило, приспосабливаются к уже готовым относительно ослабленным разделам в породе, расположенным в основном в направлении действия сил скалывания или растяжения. Такими ослабленными разделами являются в первую очередь границы между отдельными частицами породы, между которыми действуют структурные связи. В этом случае разрыв в породе не проникает внутрь этих частиц (кристаллов минералов, их обломков, обломков пород) и последние не деформируются. Происходит как бы межзерновое разрушение породы.

Важнейшее значение при этом имеет также тот факт, что многие типы полускальных пород являются глинистыми, имеют повышенное содержание пелитового вещества, которое может быть основной породообразующей массой, цементом или примесью. При таком составе породы, естественно, имеют пониженную прочность, которая изменяется с изменением их влажности. Наконец, большое влияние на прочность полускальных пород оказывают также различные природные явные или скрытые «дефекты» в их строении, обуславливающие уменьшение прочности структурных связей и существование поверхностей и зон ослабления, анизотропии свойств и т. д. (выветрелость, слоистость, сланцеватость, неоднородность состава, структуры и текстуры, открытые, закрытые и скрытые трещины и микро-трещины и т. д.).

При изучении природы прочности полускальных пород следует обращать внимание также на следующий факт. Эти породы обладают относительно прочными кристаллизационно-конденсационными и цементационными связями, наряду с которыми во многих разновидностях названных пород действуют молекулярные связи между слагающими их частицами. Частицы иногда бывают покрыты пленками адсорбированной воды или в той или иной степени гидратированными коллоидами. Наличие на контактах между частицами таких сольватных прослоек не экранирует полностью силы молекулярного взаимодействия между частицами, но оказывает определенное пластифицирующее действие. Поэтому такие породы можно считать представителями полутвердых тел. Они обладают некоторой жесткостью, но склонны к вязкопластическим деформациям.

Из приведенного следует, что физическая природа прочности скальных и полускальных пород определяется в первую очередь

их вещественным составом и характером структурных связей. Чем выше суммарная энергия кристаллической решетки минералов, чем выше прочность структурных связей в породе и чем меньше в ней различных «дефектов», тем выше ее сопротивление разрушению.

Деформация. Горные породы под действием внешних или внутренних сил могут деформироваться, т. е. изменять взаимное расположение слагающих их компонентов и как следствие — форму сложения и иногда объем. Под деформацией понимают «изменение формы и размера тела без изменения массы» [Терминология. Вып. 14. М., Изд-во АН СССР, 1952 г.].

При исследовании деформаций горных пород в условиях естественного залегания, а также и в образце трудно, а чаще невозможно установить изменение формы слоя, залежи породы, а иногда и образца. Изменение же объема и пространственного расположения компонентов, слагающих породу (кристаллов минералов, обломков пород, цемента), исследовать можно как прямыми, так и косвенными методами. Поэтому в дальнейшем, как и раньше, под деформацией пород мы будем понимать результат изменения взаимного расположения компонентов, слагающих породу, т. е. результат изменения формы сложения и объема.

В скальных породах развиты главным образом деформации упругие — обратимые, восстанавливающиеся после устранения сил, их вызвавших. Они распространяются быстро, практически мгновенно, со скоростью приложения нагрузки. Предел упругости в скальных породах имеет относительно высокое значение, при превышении его порода хрупко разрушается (крошится) с потерей сплошности. В упругой области относительные деформации породы, как линейные, так и угловые, в общем невелики.

В полускальных породах наряду с упругими деформациями развиты деформации пластические — остаточные, не восстанавливающиеся после снятия нагрузки (рис. III-9). Следовательно, полускальные породы являются как бы только частично упругими. Предел упругости их по сравнению с породами скальными мал, при превышении его появляются пластические деформации, нередко переходящие в пластическое течение при постоянной или постепенно увеличивающейся нагрузке. Такие пластические деформации в зависимости от действующей нагрузки развиваются во времени с той или иной скоростью, т. е. являются вязкопластическими.

Характерно, что у многих разностей полускальных пород не вся упругая деформация возникает мгновенно, а лишь со временем достигает своего максимума, соответствующего заданному напряжению. Такие явления упругих последствий — упруговязкие деформации — возникают благодаря замедленным деформациям пленок связанной воды или в какой-то мере гид-

ратированного цемента. Упруговязкие -- эластичные -- деформации восстанавливаются также во времени, т. е. здесь имеют место обратимые упруговязкие последствия.

Для полускальных пород характерно, что их деформации во времени часто протекают без нарушения сплошности, но при изменении формы сложения и объема. Разрушения таких пород обычно имеют пластический характер, так как происходят после проявления пластической деформации. Как было отмечено выше, в типичных полускальных породах после явно выраженных пластических деформаций в процессе пластического течения (деформирования) появляются трещины, наступает нарушение сплошности породы, происходит хрупкопластическое разрушение. Относительные размеры пластических деформаций (линейных и угловых) по сравнению с упругими значительны. Они часто проявляются четко и наблюдаются макроскопически.

Из изложенного следует, что у полускальных пород в отличие от скальных не наблюдается характерной для последних однозначности зависимости деформаций от напряжений, так как размеры деформаций у полускальных пород зависят как от напряжений, так и от длительности их воздействия. Для этих пород характерна также неоднозначность пределов прочности и деформации. Численно значения этих показателей существенно зависят от длительности действия нагрузки, скорости ее приложения и соответственно скорости деформации породы.

Полускальные породы по своим прочностным и деформационным свойствам существенно отличаются от пород скальных. Они занимают промежуточное, переходное положение к породам более низкой степени литификации, более слабым -- песчаным и глинистым. Общая характеристика деформаций скальных и полускальных пород показана в табл. III-10.

Упругие деформации скальных и полускальных пород обусловлены упругими свойствами компонентов, их слагающих, характером структурных связей и частично свойствами пленок связанной воды или гидратированного цемента, покрывающих частицы осадочных полускальных пород. Частично такие деформации могут быть обусловлены закрытием, а затем раскрытием микротрещин.

Пластические деформации вызываются необратимыми относительными взаимными смещениями компонентов, слагающих породу, разрушением этих компонентов и структурных связей, возникновением и развитием микро- и макротрещин, уплотнением породы, закрытием трещин и других полостей, раздавливанием выступов и неровностей по плоскостям трещин при их смыкании, раздавливанием и выдавливанием слабых прослоек и неустойчивого заполнителя трещин и в некоторых случаях с отжатием связанной воды при больших нагрузках. Все эти деформации, как было отмечено, развиваются во времени, что характеризует действие внутренних сил в породе, тормозящих

ТАБЛИЦА III-10

Деформации скальных и полускальных горных пород

Группа пород	Деформации	Развитие во времени	Характер деформаций
Скальные	Обратимые	Мгновенные Развивающиеся во времени	Упругие. Весьма характерны в обычных условиях Упруговязкие. Развиваются в особых геологических условиях в течение геологических эпох, периодов
	Необратимые	Мгновенные Развивающиеся во времени	Пластические — остаточные. Возникают, когда усилия превышают прочность породы Вязкопластические. Развиваются так же, как и упруговязкие
Полускальные	Обратимые	Мгновенные Развивающиеся во времени	Упругие. Характерны для большинства полускальных пород Упруговязкие. Характерны для многих полускальных пород, развиваются в обычных условиях в течение месяцев, лет, десятков лет, т. е. во времени, соизмеримом со строительством и эксплуатацией сооружений
	Необратимые	Мгновенные Развивающиеся во времени	Пластические (остаточные). Возникают, когда усилия превышают предел упругости или прочность пород Вязкопластические. Развиваются так же, как и упруговязкие

развитие деформаций. Пластические деформации являются как бы следствием проявления прогрессирующего развития местных разрушений, которые, накапливаясь, приводят к полному разрушению породы.

Таким образом, отличие упруговязких и вязкопластических деформаций скальных пород от таких же деформаций в полускальных породах заключается в том, что для развития одинаковых деформаций в этих группах пород *требуются различные условия и время*: в скальных породах они развиваются в особых геологических условиях в течение геологических отрезков времени, а в полускальных — при лабораторных и полевых испытаниях, при строительстве и эксплуатации сооружений, в течение месяцев, лет, тысячелетий. Все это обуславливает важнейшие принципиальные различия в оценке строительных качеств скальных и полускальных горных пород.

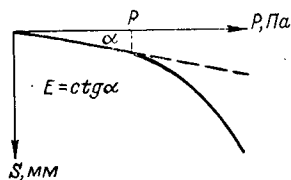


Рис. III-19. График зависимости деформации образца от нагрузки при одностороннем сжатии.

Для учета и оценки деформаций скальных и полускальных горных пород необходимо знать их деформационные характеристики. К ним относятся: модуль упругости (модуль Юнга) E , коэффициент поперечной деформации (коэффициент Пуассона) μ , коэффициент бокового давления ξ , модуль общей деформации E_0 . Реже используют модуль, всестороннего — объемного — сжатия $K_{вст}$, модуль

сдвига G и коэффициент упругого отпора $K_{отп}$.

Согласно закону Гука, относительная деформация $\Delta l/l = \epsilon_z$ прямо пропорциональна действующему напряжению σ , т. е.

$$\sigma = E \Delta l/l, \text{ откуда } E = \sigma/\epsilon_z.$$

Из уравнения Гука следует, что модуль упругости является коэффициентом пропорциональности между относительной деформацией и значением вызвавшего ее напряжения. Численно модуль упругости равен значению напряжения в паскалях или мегапаскалях, которое обусловило относительную деформацию, равную единице. Иначе его можно представить как угловой коэффициент зависимости деформации от нагрузки, т. е. как $\text{ctg } \alpha$ (рис. III-19).

Модуль упругости — это основная характеристика упругих свойств твердых тел и в том числе скальных и полускальных пород, их упругой податливости. Значения модуля упругости для разных типов горных пород показаны в табл. III-11. Он, как

ТАБЛИЦА III-11
Значения характеристик упругих свойств скальных и полускальных горных пород

Породы	Модуль упругости, 10^9 МПа	Коэффициент поперечной деформации
Гранит	30—68	0,15—0,30
Сиенит	50—88	0,14—0,26
Габбро	60—125	0,11—0,38
Диабаз	80—110	1,26—0,38
Базальт	20—100	0,20—0,23
Мрамор	35—97	0,15—0,27
Кварцит	50—85	0,13—0,26
Гранито-гнейс	17—50	0,20—0,32
Доломит	30—80	0,25—0,27
Известняк плотный	25—75	0,25—0,33
Известняк слабый	7—15	0,30—0,35
Мергель	15—46	0,30—0,40
Песчаник плотный	30—72,5	0,15—0,25
Песчаник слабый	6—20	0,22—0,30

правило, тем выше, чем выше плотность и меньше пористость пород. Поэтому у скальных пород его значения выше, чем у полускальных. Второй важной характеристикой упругих свойств горных пород является коэффициент поперечной деформации, выражающий отношение относительных поперечных деформаций к относительным продольным деформациям, т. е.

$$\mu = \epsilon_x / \epsilon_z, \text{ откуда } \epsilon_x = \mu \epsilon_z.$$

Следовательно, коэффициент поперечной деформации (коэффициент Пуассона) представляет собой коэффициент пропорциональности между относительными поперечными деформациями (расширение) и относительными продольными деформациями (сжатие). Этот коэффициент у скальных и полускальных пород изменяется в ограниченных пределах — от 0,10 до 0,40. Чем больше его значение, тем большей податливостью обладает порода.

Коэффициент бокового давления показывает, какая часть вертикальной нагрузки передается через породу в стороны. Численно он равен отношению бокового давления породы P_6 к вызвавшей его вертикальной нагрузке P :

$$\xi = P_6 / P.$$

Коэффициент бокового давления изменяется в пределах от 0—0,1 у скальных пород до 0,2—0,3 у полускальных.

Наиболее важное значение для оценки деформаций скальных и полускальных пород в условиях естественного залегания имеет модуль общей деформации. Он характеризует общую податливость — общую деформацию пород под нагрузкой как за счет упругих, так и за счет остаточных деформаций. При расчете осадок сооружений используют именно этот показатель деформационных свойств горных пород.

Модуль общей деформации является характеристикой, аналогичной модулю упругости, он выражает пропорциональность между общими деформациями породы (упругими и остаточными) и вызывающими их напряжениями, т. е.

$$E_0 = \sigma / \epsilon_z.$$

Модуль общей деформации выражается в паскалях и мегапаскалях. Его значения для различных типов горных пород по данным полевых опытных испытаний показаны в табл. III-12.

В Советском Союзе методика исследований деформационных свойств скальных и полускальных горных пород в полевых условиях была разработана главным образом С. А. Роза и П. Д. Евдокимовым. Под их руководством были выполнены исследования для обоснования проектов ряда крупных сооружений. Данные исследований убедительно показывают, что модуль упругости скальных и полускальных пород всегда больше, чем модуль общей деформации. Оба эти модуля не являются вели-

**Модуль общей деформации различных типов горных пород
по результатам полевых опытных испытаний [Геология
и плотины. Т. 1—3, 1959—1967 г.]**

Породы	Район	Модуль деформации, 10 ³ МПа
Граниты	Красноярская ГЭС	16
Граниты среднетрещиноватые	То же	9
Граниты сильнотрещиноватые	»	4,5
Граниты зоны выветривания	Днепродзержинская ГЭС	6,7
Граниты	Кабрил, Португалия	10,9—20
»	Канисада, Португалия	1—3
»	Каштелу-ду-Боди, Португалия	2,8—9
Граниты крупнозернистые	Саламонди, Португалия	0,58—9
Габбро	Украина	125
Диабазы	Братская ГЭС	13—44
Диабазы зоны выветривания	То же	1,14
Гнейсы	Арджеш-Корбень, Румыния	0,52—26,8
Песчаники ордовикские	Братская ГЭС	15—26
Известняки верхнемеловые	Чиркейская ГЭС	80—90
Известняки битуминозные, среднепалеогеновые	Кассеб, Тунис	2,95—39,2
Порфириты девонские	Талоресская ГЭС	34,8—58,6
Базальты	Булл-Ран, США	0,186—0,2
Туфалавы четвертичные	Зеландия	1,58—6,5
Глины мергелистые татарского яруса	Горьковская ГЭС	0,1—0,15

чинами постоянными для данного типа пород, что объясняется в первую очередь существом этих характеристик. При расчете модуля упругости учитывают только упругие относительно малые деформации, а при расчете модуля общей деформации — общие деформации. Общая деформируемость скальных и полускальных пород зависит в значительной степени от расположения в них трещин и других «дефектов», а так как они распределяются в породах неравномерно, то это сказывается и на неравномерности их деформируемости.

Модуль общей деформации, как и модуль упругости, изменяется при увеличении нагрузки. Как показывают исследования диабазов основания плотины Братской ГЭС [Евдокимов П. Д., Сапегин Д. Д., 1964 г.], при увеличении нормальной нагрузки модуль общей деформации уменьшается. Авторы этих исследований объясняют такое явление развитием трещин по радиальным плоскостям, где возникают растягивающие напряжения при нагружении. При исследованиях менее прочных пород, например песчаников и траппов основания плотины Братской ГЭС, верхнемеловых известняков Чиркейской ГЭС, эоценовых битуминозных известняков в долине р. Кассеб (Тунис), с увеличением нормальной нагрузки наблюдались уменьшение,

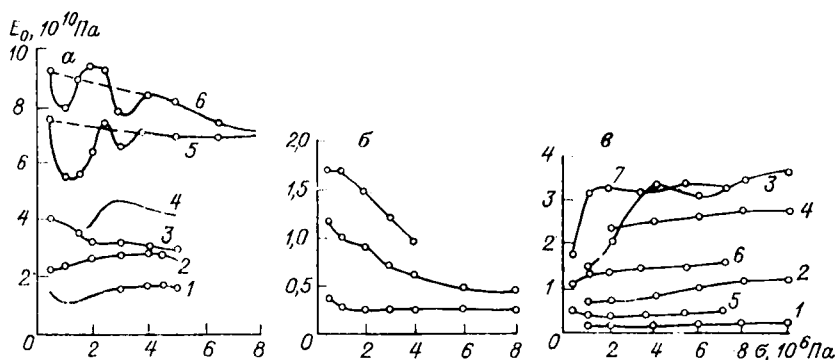


Рис. III-20. Графики зависимости модуля общей деформации от нормального давления при полевых испытаниях (по П. Д. Евдокимову и Д. Д. Сапегину).

а — ордовикских песчаников и траплов основания Братской ГЭС; *б* — верхнемеловых известняков Чиркейской ГЭС; *в* — эоценовых битуминозных известняков в долине р. Касеб (1—4) и верхнемеловых известняков Чиркейской ГЭС (5—7).

постоянство или даже увеличение модуля общей деформации (рис. III-20).

Все это показывает, что при полевых исследованиях деформационных свойств пород нагрузки должны достигать расчетных от проектируемых сооружений. Опыты, проведенные на ряде участков, в частности на участке Зейской ГЭС, сложенном диоритами, позволили выявить анизотропию деформационных свойств этих пород и показали, что чем больше их трещиноватость, тем меньше значение модуля общей деформации

ТАБЛИЦА III-13

Изменение модуля общей деформации диоритов на участке Зейской ГЭС в зависимости от их трещиноватости [Геология и плотины. Т. 3, 1963 г.]

Номер опыта	Расстояние от устья штольни до штампа, м	Модуль общей деформации, 10^3 МПа	Коэффициент трещинной пустотности, %
1	85	40	0,13
2	85	26,7	0,39
3	85	13,3	0,62
4	85	20	0,70
5	143	22	1,70
6	143	1,6	2,10
7	147	5	1,85
8	147	0,62	3,00

Примечание. Направление давления при опытах 3 и 4 вертикальное, при всех остальных — горизонтальное. Опыт 8 в зоне тектонического дробления.

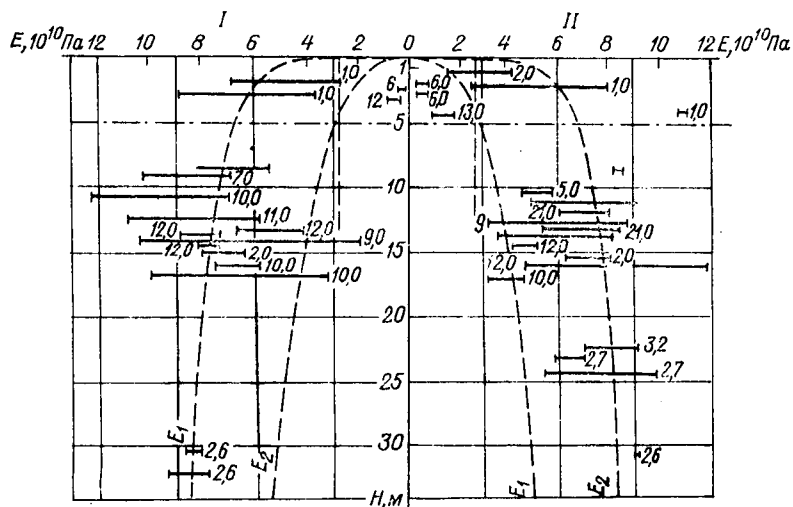


Рис. III-21. Зависимость модуля общей деформации диабазов (группы) Братской ГЭС от глубины залегания их от дневной поверхности (по П. Д. Евдокимову и Д. Д. Сапегину).

I — поперек течения р. Ангары (северо-запад); II — вдоль течения р. Ангары (северо-восток). Горизонтальная штрих-пунктирная линия — граница съема выветрелых траппов.

(табл. III-13). По данным Е. А. Герчикова [1938 г.], известняки Чиркейского ущелья долины р. Сулак без видимых трещин имеют модуль общей деформации около 25—90 тыс. МПа, а у тех же известняков с волосными трещинами модуль общей деформации 5—21 тыс. МПа.

По данным исследований П. Д. Евдокимова и Д. Д. Сапегина [1964 г.], неоднородность пород даже в пределах одного участка существенно сказывается на изменении их деформируемости. Так, например, в створе арочной плотины на р. Кассеб отношение наибольшего значения модуля общей деформации к наименьшему равнялось 13, а сами значения этого модуля изменялись от 3 до 39 тыс. МПа. Такая разница объясняется неоднородностью условий залегания пород, трещиноватостью и другими факторами. Подтверждением этого могут служить также данные, приведенные на рис. III-21. В большинстве случаев модуль общей деформации горных пород параллельно напластованию (вдоль слоистости) больше, чем вкрест напластования, и лишь при сжатии трещиноватых пород модули общей деформации могут иметь обратное соотношение (табл. III-14).

Выше уже отмечалось, что горные породы, особенно полускальные, являются частично упругими. Энергия, расходуемая на их уплотнение, при разгрузке отдается ими частично, т. е. наблюдается неполная обратимость процесса. Поэтому модуль деформации пород при разгрузке значительно больше модуля

ТАБЛИЦА III-14

Деформационные характеристики верхнемеловых известняков
района Чиркейского ущелья р. Сулак (по Е. А. Герчикову [1938 г.])

Направление деформации	Нагрузка, МПа	Модуль общей деформации при нагрузке, 10^2 МПа		Модуль общей деформации при разгрузке, 10^2 МПа		Коэффициент Пуассона
		породы с трещинами	породы без трещин	породы с трещинами	породы без трещин	
Нормально к напластованию	0,1—1,0	99	527,5	134	828	0,33
	1,0—2,0	77	255	244	440	0,32
	2,0—3,0	92	365	367	534	0,31
	3,0—4,0	120	495	490	725	0,31
	4,0—5,0	209	885	490	1368	0,28
Среднее						0,31
Параллельно напластованию	0,1—1,0	61	455	103	710	0,32
	1,0—2,0	64	418	335	633	0,25
	2,0—3,0	72	750	535	720	0,31
	3,0—4,0	114	785	650	805	0,30
	4,0—5,0	152	915	750	1470	0,30
Среднее						0,31

деформации их при нагрузке, что видно из табл. III-14. Из этой таблицы также видно, что коэффициент поперечной деформации пород мало зависит от действующей нагрузки и для исследуемых известняков равен 0,28—0,33.

В табл. III-15 показана связь модуля общей деформации горных пород с остаточными деформациями, образующимися

ТАБЛИЦА III-15

Данные полевых испытаний битуминозных известняков
долины р. Кассеб (по П. Д. Евдокимову и Д. Д. Сапегину)

Модуль общей деформации, 10^2 МПа	Полная осадка штампа, мм	Необратимая осадка штампа, мм	Доля необратимой осадки от полной осадки штампа
4	1,21	0,53	0,45
5	0,96	0,37	0,38
10	0,48	0,13	0,27
20	0,24	0,035	0,14
40	0,12	0,005	0,04

при их уплотнении. Из этих данных следует, что чем больше значение остаточных деформаций, тем меньше модуль общей деформации пород.

В связи с этим важно отметить, что деформируемость пород существенно зависит от измененности их естественного напряженного состояния. Чем она больше, т. е. чем большее напряжение было снято, тем больше в породе накапливается остаточных деформаций. Поэтому, если породы подвергаются испытаниям в зоне разгрузки или исследуются образцы пород, утративших естественное напряженное состояние, деформируемость их будет больше. Наоборот, если испытание пород выполняется в условиях естественного напряженного состояния, деформируемость их будет меньше. Поэтому ценность данных полевых испытаний пород, часто далеко не полно моделирующих передачу на них нагрузок от сооружений, несравненно большая, чем данных лабораторных исследований.

При исследовании деформационных свойств горных пород применяют методы статические и динамические. В результате получают модули упругости и общей деформации статические и динамические. Статические методы основаны на измерении деформации породы при сжатии — при уплотнении той или иной нагрузкой. Динамические методы основаны на возбуждении в породе волновых колебаний той или иной частоты и определении скорости распространения упругих волн (сейсмических и ультразвуковых).

Характеристики, получаемые этими методами, как правило, различаются по значению. Динамические модули всегда больше статических. Так, по данным полевых исследований верхнемоловых известняков на участке Чиркейской ГЭС [Лыкошин А. Г., 1965 г.] в одном случае $E_0 = 30 \cdot 10^3$ МПа, а $E_{0,д} = 37 \cdot 10^3$ МПа; в другом случае $E_0 = 15 \cdot 10^3$ МПа, а $E_{0,д} = 26 \cdot 10^3$ МПа. Отношение $E_{0,д}$ к E_0 оказалось соответственно равным 1,21 и 1,70.

На рис. III-22 показаны данные сопоставления модуля упругости, определенного в лабораторных условиях для различных типов горных пород статическим и динамическим методами. Из этого рисунка также видно, что динамический модуль упругости всегда больше, чем статический. Уравнение осредняющей прямой, выражающее связь E_d с E , по В. Н. Никитину, имеет вид

$$E_d = 0,83 + 0,97 E.$$

Из сказанного следует, что результаты исследования деформационных свойств горных пород как статическими, так и динамическими методами существенно зависят от состава пород, их физического состояния, измененности напряженного состояния и особенно от степени трещиноватости. В настоящее время не выяснено, насколько результаты динамических исследований физически связаны, т. е. соответствуют результатам статиче-

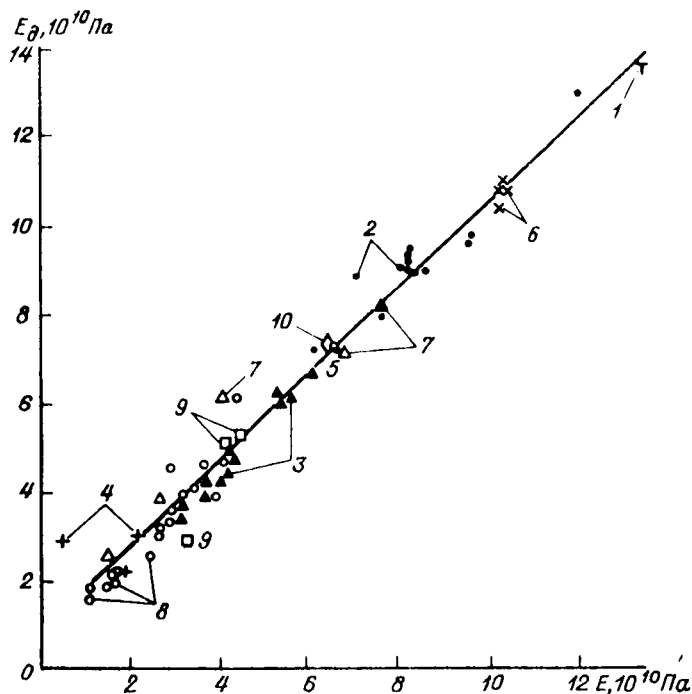


Рис. III-22. Зависимость между динамическими и статическими модулями упругости скальных горных пород (по В. Н. Никитину).

1 — габбро; 2 — норит; 3 — гранит; 4 — гнейс; 5 — андезит; 6 — диабаз; 7 — известняк; 8 — песчаник; 9 — мрамор; 10 — кварцит.

ских испытаний. Тем не менее следует рекомендовать шире применять те и другие методы при изучении скальных и полускальных пород. Следует особо отметить, что динамические методы весьма перспективны и прогрессивны; их применение может иметь массовый характер, они позволяют исследовать свойства пород как в образце, так и в условиях их естественного залегания, «просвечивать» большие объемы пород и результаты их имеют сравнительно хорошую корреляционную связь с результатами статических исследований, а также с трещиноватостью и другими свойствами пород.

Из других характеристик деформационных свойств горных пород иногда используют модуль всестороннего, или объемного, сжатия $K_{\text{вст}}$, модуль сдвига G и коэффициент упругого отпора $K_{\text{отп}}$.

Модуль всестороннего, или объемного, сжатия представляет собой коэффициент пропорциональности между напряжением всестороннего сжатия и относительным уменьшением объема образца породы, т. е.

$$\sigma_{\text{вст}} = K_{\text{вст}} \Delta V/V.$$

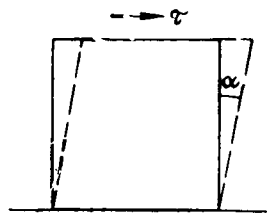


Рис. III-23. Схема упругой деформации образца породы при сдвиге.

Модуль всестороннего, или объемного, сжатия у скальных и полускальных пород изменяется от $40 \cdot 10^3$ до $110 \cdot 10^3$ МПа. Чем он меньше, тем более сжимаемы породы.

Модуль сдвига есть показатель, связывающий касательное напряжение с деформацией сдвига (рис. III-23). Он определяется отношением приложенного к породе касательного напряжения τ к углу сдвига α , т. е.

$$G = \tau / \alpha.$$

Модули объемного сжатия и сдвига связаны с основными характеристиками упругих свойств горных пород следующими зависимостями:

$$K_{\text{вст}} = \frac{E}{3(1 - 2\mu)}; \quad G = \frac{E}{2(1 + \mu)}.$$

Способность породы сопротивляться деформациям обделки подземных сооружений характеризуется модулем упругости и коэффициентом поперечной деформации или также коэффициентом упругого отпора $K_{\text{отп}}$. Последний определяют экспериментально на опытных участках в подземных выработках и вычисляют по формуле

$$K_{\text{отп}} = P / \Delta S,$$

где $K_{\text{отп}}$ — коэффициент упругого отпора, МПа; P — удельная нагрузка, вызывающая соответствующее перемещение обделки опытной секции (гидростатическое внутреннее давление в опытной выработке), МПа; ΔS — перемещение обделки, нормальное к ее поверхности, см.

Коэффициент упругого отпора можно вычислять также по данным E и μ породы по формуле

$$K_{\text{отп}} = \frac{E}{(1 + \mu)r},$$

где r — радиус подземной выработки, м.

Так как способность пород оказывать упругий отпор не остается постоянной с изменением размеров подземной выработки, упругий отпор породы изменяется примерно обратно пропорционально объему породы, извлеченной из выработки. Для сравнительной характеристики упругого отпора применяют коэффициент удельного упругого отпора, который характеризует способность пород оказывать упругий отпор в подземной выработке радиусом 1 м. Значения коэффициента удельного упругого отпора $K_{\text{уд. отп}}$ различных пород показаны в табл. III-16.

ТАБЛИЦА III-16

Коэффициенты удельного упругого отпора горных пород

Породы	$K_{уд. отп}$ МПа	E , 10 ⁴ МПа	μ
Полускальные малой прочности	1—5	0,01—0,06	0,4—0,3
Полускальные	5—50	0,06—0,6	0,3—0,25
Скальные	50—100	0,6—1,2	0,25—0,2
Скальные довольно прочные	100—200	1,2—2,4	0,2—0,15
Скальные повышенной прочности	200—400	2,4—4,5	0,15—0,1

Для получения коэффициента упругого отпора породы $K_{отп}$ в каждом отдельном случае следует значение соответствующего коэффициента $K_{уд. отп}$ из табл. III-16 разделить на радиус подземной выработки в метрах. Коэффициент удельного упругого отпора ориентировочно можно определять по коэффициенту крепости пород по Протоdjяконову $f_{кр}$ из уравнения

$$K_{уд. отп} = 50 a f_{кр},$$

где a — коэффициент, учитывающий степень трещиноватости породы, равный 0,8; 1 и 1,2 для пород значительной, средней и малой трещиноватости.

Реологические свойства. Механические свойства горных пород, проявляющиеся при изменении напряженно-деформируемого их состояния во времени, называются реологическими. Они проявляются при развитии процессов течения — пластических деформаций. Такими свойствами обладают полускальные породы в отличие от скальных. Скальные хрупкие горные породы могут деформироваться пластически только в том случае, если внешние усилия, вызывающие их напряженное состояние, действуют продолжительное геологическое время — эпохи, века или если эти породы находятся в особом напряженном состоянии, например на большой глубине в земной коре под воздействием высоких температуры, давления и т. д. В обычных условиях скальные породы деформируются быстро, главным образом необратимо, и разрушаются хрупко.

Деформации полускальных пород в нормальных условиях протекают медленно, занимая сравнительно с обычным сроком испытания пород или сроком службы сооружений значительные отрезки времени. Упругость, прочность и хрупкость полускальных пород увеличиваются при быстром приложении нагрузки, при большой скорости деформации. Наоборот, при медленном приложении нагрузки упругость и прочность их снижаются, для них характерно развитие упруговязких и пластических деформаций при постепенно возрастающих или даже постоянных нагрузках, меньших разрушающей.

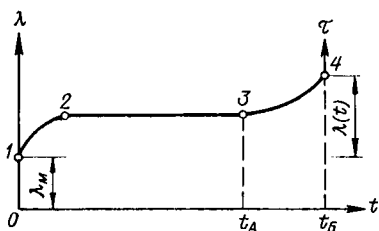


Рис. III-24. Диаграмма развития деформаций горной породы во времени под влиянием постоянной нагрузки (диаграмма незатухающей ползучести).

Способность полускальных пород изменять свои механические свойства и деформироваться во времени определяет развитие различных процессов: осадку сооружений, их подвижки, развитие оползневых явлений, деформаций природных склонов, откосов выемок, бортов карьеров, проявление горного давления в подземных выработках, осадку поверхности земли на подрабатываемых участках и др.

Все это показывает, что при исследовании механических свойств горных пород, в частности полускальных, и их деформаций большое значение имеет учет не только сил, действующих на породу, но и продолжительности их воздействия. Учет фактора времени для скальных пород имеет общегеологическое значение, а для полускальных — непосредственно практическое при оценке их прочности, устойчивости местности, которую они слагают, устойчивости сооружений, возводимых на них, и т. д.

Таким образом, для полускальных пород в обычных условиях важное значение имеют реологические свойства. Они проявляются в виде: а) ползучести (криппа), т. е. медленного нарастания во времени пластической деформации при неизменном напряженном состоянии, часто меньшим разрушающего; б) релаксации, т. е. убывания (расслабления) напряжения, необходимого для поддержания постоянной деформации породы, и в) снижения прочности, т. е. уменьшения напряжения, вызывающего разрушение породы, с увеличением времени воздействия нагрузки.

Динамика развития деформаций горных пород во времени под влиянием постоянной нагрузки в соответствии с существующими классическими представлениями о ползучести [Надий А., 1954 г.; Одинг И. А. и др., 1959 г.; Вялов С. С., 1959, 1960, 1978 гг.; Шукле Л., 1973 г.] характеризуется несколькими стадиями.

1. Начальная, протекающая быстро, условно мгновенно, возникающая сразу после приложения нагрузки, соответствующей образованию упругих или одновременно упругих и пластических деформаций (рис. III-24, участок 0—1).

2. Неустановившаяся, затухающая ползучесть (первая стадия ползучести, по С. С. Вялову), проявляющаяся в нарастающей деформации с уменьшающейся скоростью (рис. III-24, участок 1—2).

3. Установившаяся ползучесть — пластически-вязкое течение (вторая стадия ползучести, по С. С. Вялову), когда ско-

рость нарастания деформаций достигает минимального значения и становится постоянной (рис. III-24, участок 2—3).

4. Прогрессирующая, или разрушающая, ползучесть (третья стадия ползучести, по С. С. Вялову), когда нарастание деформации приобретает характер прогрессирующего течения со все возрастающей скоростью и характеризует разрушение породы (рис. III-24, участок 3—4).

Таким образом, общая деформация полускальных горных пород (в отличие от скальных) складывается из условно-мгновенных и пластически-вязких, т. е.

$$\lambda = \lambda_m + \lambda(t).$$

Динамика развития деформаций ползучести пород существенно зависит от действующей нагрузки. Поэтому, если подвергнуть испытаниям несколько образцов пород различной нагрузкой и провести наблюдения за их деформациями, можно получить серию кривых ползучести. На рис. III-25 видно, что при малых нагрузках σ_1 вторая стадия ползучести практически отсутствует, а первая сразу же переходит в стадию затухающей ползучести. При увеличении нагрузки до $\sigma_2, \sigma_3, \sigma_4$ и т. д. нарастание деформации характеризуется развитием всех стадий ползучести. При нагрузках значительных — σ_6, σ_7 , приближающихся к предельным, разрушающим, нарастание деформаций во времени не успевает получить развитие и они становятся условно-мгновенными.

Как показывают многочисленные испытания, полускальные горные породы обнаруживают явные признаки ползучести при нагрузках, не превышающих 85—90 % от разрушающих (рис. III-26). Если в любой момент времени развития деформаций ползучести произвести разгрузку породы, произойдет частичное восстановление деформации (рис. III-27). Начальная условно-мгновенная деформация восстанавливается быстро после снятия нагрузки. Если она только упругая, то восстанавливается полностью, и на графике (рис. III-27, а) участок 0—1 равен участку 3—4. Если начальная деформация состоит из упругой и пластической, то она восстановится только частично, и на графике (рис. III-27, б) участок 0—1 будет больше участка 3—4, так как восстановится только упругая часть.

Деформации ползучести полностью необратимы, восстанавливаются во времени лишь частично. Они состоят из деформаций упругого последствия $\lambda_{уп}(t)$ и пластического последствия $\lambda_{пл}(t)$.

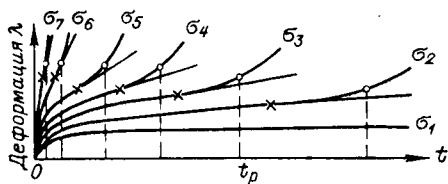


Рис. III-25. Семейство типичных кривых ползучести.

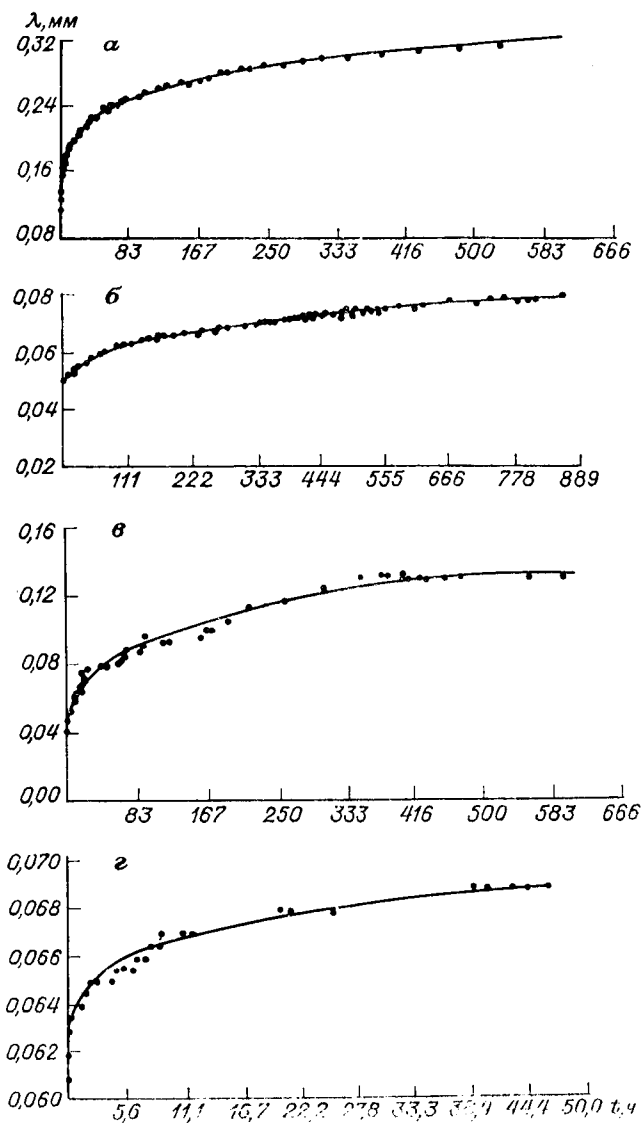


Рис. III-26. Кривые ползучести типичных полускальных пород (по Ж. С. Ержанову).

а — алевролиты; б — песчаники; в — аргиллиты; г — известняки.

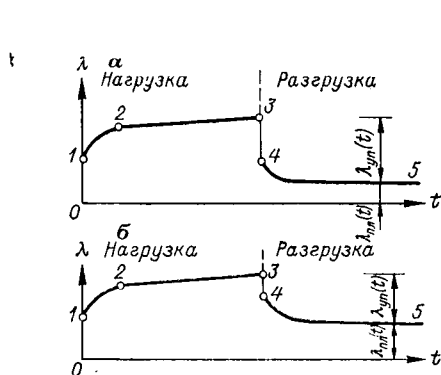


Рис. III-27. Диаграмма развития деформации горных пород во времени.

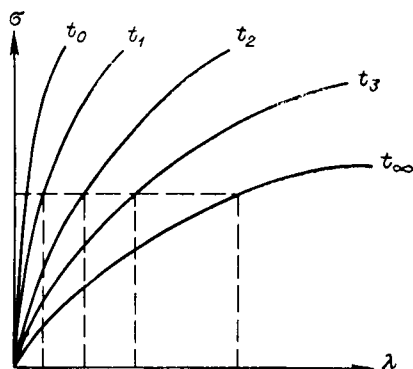


Рис. III-28. Семейство кривых, характеризующих зависимость деформации горной породы от нагрузки в заданный момент времени.

Полная деформация ползучести $\lambda_{пз}$ в любой момент времени t складывается из восстанавливающей — упруговязкой $\lambda_{γп}(t)$ и остаточной — вязкопластической $\lambda_{пл}(t)$:

$$\lambda_{пз} = \lambda_{γп}(t) + \lambda_{пл}(t).$$

Так как на деформируемость полускальных пород влияет время действия нагрузки, то естественно, что для каждого значения времени t деформация при постоянной нагрузке будет различной. На рис. III-28 показано семейство кривых, каждая из которых характеризует зависимость деформации от нагрузки в заданный момент t . Кривая t_0 соответствует начальной условно-мгновенной деформации, а кривая t_{∞} — конечной деформации после ее стабилизации от заданной нагрузки. Все промежуточные кривые соответствуют различным моментам времени воздействия нагрузки, и с увеличением его общая деформация возрастает. Поэтому при изучении зависимости деформаций от нагрузки необходимо учитывать время ее действия так же, как и при оценке прочности пород.

В условиях незатухающей прогрессирующей ползучести, когда приращение деформации приобретает характер прогрессирующего течения со все возрастающей скоростью, характеризующей разрушение породы, выявляется несколько критических состояний. Первое состояние наступает в момент времени t_A (рис. III-24), когда общая деформация предшествует моменту заметного прогрессирующего течения, при котором она может достигнуть предельно допустимого значения. Второе состояние наступает в момент времени t_B , непосредственно предшествующий разрушению породы.

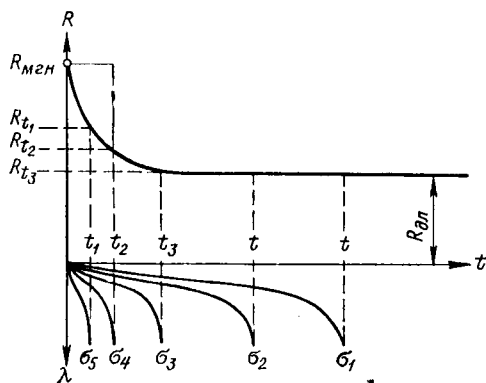


Рис. III-29. Кривая длительной прочности полускальной горной породы.

остаточные деформации составляют 10—15% первоначальной высоты образца. На кривых ползучести могут быть выделены и другие характерные состояния, например появление и развитие первой и второй стадий ползучести.

Из рассмотрения всех этих моментов следует, что разрушение породы при длительном воздействии нагрузки может происходить при напряжениях, меньших, чем при кратковременных нагрузках. Поэтому важно от обычной прочности пород — условно-мгновенной — отличать длительную прочность. Обычная прочность — условно-мгновенная — характеризуется напряжением, вызывающим разрушение породы при сравнительно быстрой ее загрузке. Длительная же прочность характеризуется напряжением, которое вызывает разрушение породы через какой-то промежуток времени t в процессе развития деформации ползучести или когда деформация достигает предельного значения (предел ползучести, см. гл. VIII). На рис. III-29 показана кривая длительной прочности полускальной породы. Эта кривая характеризует зависимость изменения прочности породы во времени.

Изменение прочности и деформируемости горных пород при высоком всестороннем давлении и высокой температуре. Как было отмечено выше, горные породы в условиях естественного залегания обычно находятся в объемном (всестороннем) напряжении. Гравитационные нагрузки на платформах могут достигать 120—150 МПа, а в геосинклинальных зонах 400—500 МПа и более. Тектонические силы вызывают напряжения до нескольких тысяч мегапаскалей. Температура осадочных горных пород на платформах на больших глубинах в большинстве случаев не превышает 30—45 °С, иногда достигает 85—90 °С. В геосинклинальных зонах она значительно выше.

Данных о влиянии всестороннего давления на свойства

При хрупкопластическом разрушении пород появление трещин и нарушение сплошности четко фиксируют их разрушение. При пластическом характере разрушения сплошность породы не нарушается, наблюдается расплющивание образца, образуются значительные остаточные деформации, искажающие его форму. В этом случае, как было отмечено выше, за предельное состояние принимается такое, когда оста-

скальных и полускальных горных пород накопилось довольно много. Сводка результатов таких исследований сделана Ю. А. Розановым [1962 г.], им же были выполнены и новые эксперименты. Все полученные данные показывают, что при равномерном всестороннем сжатии, т. е. при $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$, у прочных пород обнаруживается упругое изменение объема, а у малопрочных и пористых пород — остаточное. Упругое изменение объема у прочных горных пород даже при большом всестороннем сжатии (до 2000 МПа) незначительное по сравнению с их первоначальным объемом [Шрейнер Л. А., 1950 г.].

Коэффициент объемного сжатия β , характеризующий относительное уменьшение объема $\Delta V/V$ при увеличении давления на 0,1 МПа, равен

$$\beta = -\frac{1}{\Delta p} \cdot \frac{\Delta V}{V}.$$

У большинства горных пород коэффициент объемного сжатия составляет 10^{-5} — 10^{-6} МПа, т. е. при увеличении давления на 0,1 МПа объем горных пород уменьшается на несколько миллионных или десятимиллионных долей от их первоначального объема.

Из табл. III-17 видно, что коэффициент объемного сжатия уменьшается с увеличением давления, а модуль объемного

ТАБЛИЦА III-17

Значения коэффициента и модуля объемного сжатия для некоторых типов магматических пород (по Л. А. Шрейнеру)

Породы	Содержание минералов, %					Давление, МПа	Коэффициент объемного сжа- тия, 10^{-5} МПа	Модуль объем- ного сжатия, 10^3 МПа	Плотность, г/см ³
	Кварц	Полевые шпаты	Слюда	Железисто- магнезиаль- ные силикаты	Оливин				
Гранит	30	65	5	—	—	200	2,12	0,47	2,61
Гранодиорит	30	65	5	—	—	1000	1,88	0,53	2,66
	11	72	10	1	—	200	1,83	0,55	2,69
Сиенит	11	72	10	1	—	1000	1,66	0,60	2,73
	—	90	5	5	—	200	1,87	0,54	2,61
Диорит	—	90	5	5	—	1000	1,68	0,60	2,66
	—	80	5	15	—	200	1,62	0,62	2,74
Габбро	—	80	5	15	—	1000	1,49	0,67	2,78
	—	50	—	50	—	200	1,20	0,83	3,05
Пироксенит	—	50	—	50	—	1000	1,17	0,85	3,08
	—	—	—	100	—	200	—	—	3,40
Перидотит	—	—	—	100	—	1000	1,03	0,97	3,44
	—	—	—	50	50	200	—	—	3,40
Дунит	—	—	—	50	50	1000	0,97	1,03	3,44
	—	—	—	—	100	200	—	—	3,38
						1000	0,93	1,08	3,41

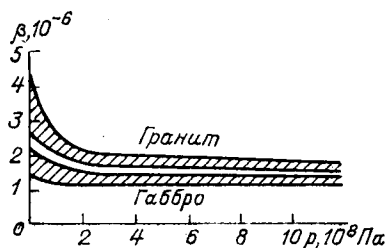


Рис. III-30. Изменение коэффициента объемного сжатия гранита и габбро в зависимости от всестороннего сжатия (по Л. А. Шрейнеру).

сжатия и плотность пород увеличиваются. При уменьшении в составе горных пород количества кварца, слюд и полевых шпатов и увеличении железисто-магнезиальных силикатов их сжимаемость уменьшается. Кислые породы сжимаются больше, чем основные. Неодинакова при этом и роль действующего давления. Сжимаемость кислых пород при небольших давлениях превышает среднюю сжимаемость породообразующих минералов — кварца, полевых шпатов, слюд. При более высоких давлениях сжимаемость таких пород примерно равна средней сжимаемости составляющих их минералов.

Сжимаемость основных пород как при малых, так и особенно при больших давлениях примерно соответствует средней сжимаемости породообразующих минералов (рис. III-30). Все это показывает, что структурные связи в кислых породах более податливы, чем в основных, а в последних податливость структурных связей между кристаллами минералов немногим отличается от податливости связей внутри кристаллов минералов.

Сжимаемость карбонатных пород (известняков, мраморов) при небольших давлениях больше ($\beta = (2,3 \div 2,7) \cdot 10^{-6}$), чем магматических. При давлениях выше 200 МПа сжимаемость известняков достигает значений, равных сжимаемости кальция ($\beta = 1,39 \cdot 10^{-6}$), которые при дальнейшем увеличении давления не изменяются.

При высоком всестороннем сжатии скальных и полускальных пород, т. е. при $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$, заметно повышаются их прочность, упругость и пластичность. В этом случае увеличение прочности пород проявляется в том, что они, не разрушаясь, выдерживают нагрузки значительно большие, чем при нормальном давлении. Так, например, при увеличении всестороннего давления от 0 до 165 МПа предел прочности (упругости) у мрамора возрастает со 136 до 390 МПа, т. е. на 254 МПа. Прочность песчаника увеличивается с 69 до 330 МПа, т. е. почти в 5 раз, при увеличении всестороннего давления от 0 до 155 МПа. Прочность на сжатие мелкокристаллического известняка при атмосферном давлении равна 260 МПа, а при всестороннем давлении 1000 МПа достигает 1300 МПа. Прочность кварца на сжатие в обычных условиях составляет 2500 МПа, а при всестороннем сжатии в 2500 МПа она достигает 15 тыс. МПа [Шрейнер Л. А., 1950 г.].

Заметно изменяется и характер разрушения пород. Горные породы, хрупкие при нормальных условиях, становятся пластичными при высоком всестороннем давлении. Так, например, эксперименты показали, что известняк с прочностью на сжатие 260 МПа при обычных условиях обнаруживает только упругие деформации и хрупко разрушается, как только напряжения достигнут предела прочности и упругости. При всестороннем давлении 1000 МПа образец таких известняков сминается на 50 % высоты без разрыва сплошности.

На рис. III-31 показана форма образцов мрамора, имеющего прочность на сжатие 120—150 МПа, до деформации и после деформации от действия вертикальной нагрузки 966, 970 и 1121 МПа при всестороннем давлении в пределах 630—650 МПа. Из этого рисунка видно, что испытываемые образцы мрамора деформировались пластически, без нарушения их сплошности.

На рис. III-32—III-33 показаны диаграммы деформаций различных горных пород под воздействием всестороннего сжатия. На первом рисунке приведены данные Д. Григгса [1940 г.] по исследованию деформаций мрамора и известняка при всестороннем давлении от 0,1 до 1000 МПа. При всестороннем сжатии в 1000 МПа у мрамора максимальная деформация достигла 22 % (уменьшение высоты образца), а у известняка — до 32 %, причем при давлении до 400 МПа как мрамор, так и известняк вели себя как упругие хрупкие тела. При большем всестороннем давлении происходят пластические деформации. На втором рисунке приведены результаты исследований Т. Кармана [1915 г.]. Характер развития деформаций мрамора и песчаника в этих опытах такой же, как и в предыдущих. Однако в опытах Т. Кармана породы имели более высокие пластические свойства. Таким образом, при повышении всестороннего давления у скальных и полускальных горных пород повышается пластичность, т. е. способность в большей степени деформироваться необратимо без разрыва сплошности.

Наблюдения ряда исследователей показали, что влияние температуры на деформацию горных пород (при повышении ее до 200 и даже до 500 °С) незначительно. Однако надо полагать, что механические деформации горных пород, сопровождающиеся более значительным повышением температуры, должны способствовать метаморфическим процессам. Любопытно отметить, что на деформацию твердых горных пород большое влияние оказывает присутствие в них поровой воды. Эта вода играет роль как бы смазки при интергранулярных подвижках, она облегчает развитие пластических деформаций. При отсутствии воды даже в очень пластичных породах наряду с пластической деформацией проявляется и деформация хрупкая.

Важно также учитывать, что равномерное всестороннее сжатие и одностороннее давление, наложенные на горную

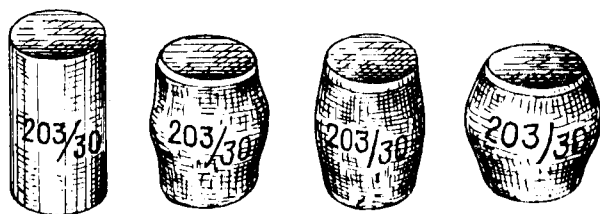


Рис. III-31. Изменение формы образца мрамора при испытании на сжатие в условиях всестороннего давления (по Ю. А. Розанову).

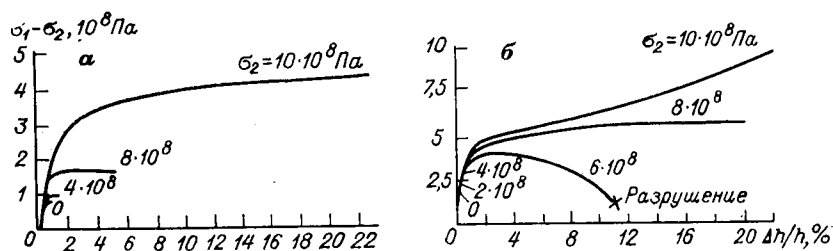


Рис. III-32. Диаграмма деформации мрамора (а) и известняка (б) при всестороннем сжатии (по Д. Григгсу).

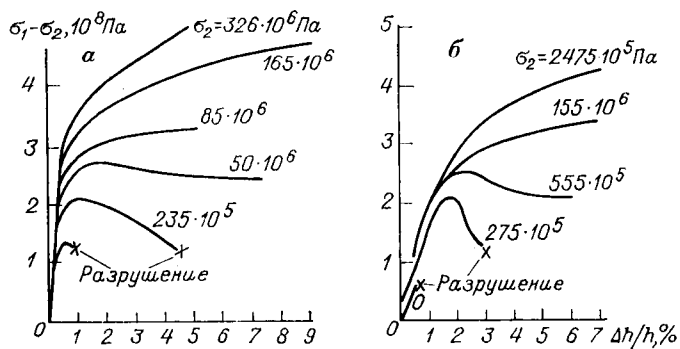


Рис. III-33. Диаграмма деформации мрамора (а) и песчаника (б) при всестороннем сжатии (по Т. Карману).

породу, находящуюся в обстановке всестороннего сжатия, вызывают совершенно различные эффекты. Одно всестороннее сжатие повышает плотность породы, понижает ее проницаемость для растворов и газов и повышает температуру кристаллизации минералов, тогда как наложение дополнительного ориентированного давления повышает проницаемость пород, понижает температуру кристаллизации минералов и существенно влияет на изменение микроструктуры и текстуры горных пород. В этом случае наблюдается появление катакластических структур, структур пластического течения, кристаллизационной сланцеватости, возникновение ориентировки минералов. Наблюдения при лабораторных экспериментах, так же как и при полевых, показывают, что различные минералы имеют различную способность к пластическим деформациям. Так, например, нередко наблюдается, что в катаклазированных участках гранита зерна кварца и полевого шпата раздроблены (некоторые зерна кварца характеризуются облачным погасанием), в то время как листочки слюды не имеют трещин, изогнуты, пластически деформированы.

Установлено, что для получения пластической деформации кальцита необходимо избыточное осевое давление около 40—50 МПа. Барит легко деформируется при избыточных осевых нагрузках в 20 МПа, а слюды — при еще меньших нагрузках. Все эти данные указывают на влияние минерального состава пород на их деформацию и на влияние высокого всестороннего давления на формирование в породах зон и поверхностей ослабления.

Изменение физико-механических свойств скальных и полускальных пород под влиянием гидротермальных процессов и выветривания. Физико-механические свойства скальных и полускальных пород могут существенно изменяться под влиянием вторичных процессов — гидротермальных и выветривания. Породы, измененные гидротермальными процессами, обычно имеют локальное распространение — на отдельных участках или в пределах определенных зон, где они подверглись воздействиям гидротермальных растворов. Однако изменения свойств таких пород могут распространяться на большие глубины (сотни метров) и проявляться двояко. В одних случаях происходят повышение их плотности, уменьшение пористости — породы становятся монолитными, повышается их прочность. В других случаях под влиянием гидротермальных растворов происходят разложение пород, вынос неустойчивых компонентов, привнос новых; в результате метасоматоза изменяется их минеральный состав, а это приводит к уменьшению плотности, повышению пористости и снижению прочности. Образуются участки и зоны ослабленных пород, которые представляют большой интерес при инженерно-геологической оценке условий строительства сооружений. Выявление и оконтуривание таких ослабленных

участков и зон являются важнейшей задачей при инженерно-геологических изысканиях.

Как видно из табл. III-18, с увеличением степени серпентинизации плотность пород уменьшается, что связано с изменением их минерального состава — образованием более легких

ТАБЛИЦА III-18

Изменение плотности перидотитов Урала в зависимости от степени серпентинизации (по Н. Б. Дортман, В. И. Васильевой и др.)

Район	Степень серпентинизации перидотитов	Средняя плотность пород, г/см ³
Полярный Урал, массив Рай-Из	Слабая (до 5 %)	3,06
То же	Средняя (до 40 %)	2,91
»	Сильная (до 70 %)	2,70
Южный Урал, массив Крака	Слабая (до 5 %)	2,75
То же	Средняя (до 40 %)	2,71
»	Сильная (до 70 %)	2,60

минералов (серпентина по пироксену и амфиболу). Из табл. III-19 следует, что гранитизация гнейсов приводит также к уменьшению их плотности. Это связано с замещением тяжелых минералов — амфибола, граната, биотита — более легкими — кварцем и микроклином.

ТАБЛИЦА III-19

Изменение плотности гнейсов Балтийского щита в зависимости от их гранитизации (по Н. Б. Дортман, В. И. Васильевой и др.)

Порода	Степень метасоматоза, %	Средняя плотность пород, г/см ³
Гнейсы биотитовые	0—5	2,64
Гнейсы биотитовые гранитизированные	<35—50	2,60
Граниты микроклиновые (метасоматические) с реликтами гнейсов	<95—100	2,57
Гнейсы	0—5	2,71
Гнейсы гранитизированные	<50	2,60

При инженерно-геологических исследованиях на участке Шульбинской ГЭС на Иртыше обнаружено, что кремнисто-серпичитовые и углисто-глинистые сланцы и кварц-полевошпатовые песчаники такырской свиты палеозоя в локальных зонах гидротермального изменения резко отличны по своим внешним

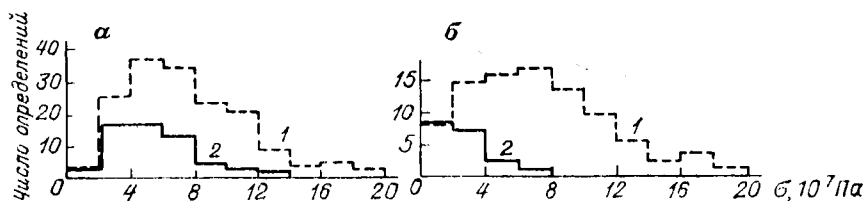


Рис. III-34. Распределение значений прочности пород такырской свиты на участке Шульбинской ГЭС (по А. Н. Маркову).
а — в воздушно-сухом состоянии; *б* — в насыщенном водой состоянии; 1—2 — породы: 1 — гидротермально измененные; 2 — неизменные.

признакам и свойствам от основной массы пород [Марков А. Н., 1965 г.]. Наблюдается либо осветление пород от темно- до светло-серого, либо окрашивание их в розовато-бурые и розовато-вишневые тона. По плагиоклазу и калиевому полевому шпату видно развитие каолинита. Уменьшается содержание в породах углистого вещества и соединений железа. В результате таких изменений средняя плотность минеральной части пород уменьшилась от 2,75 до 2,66 г/см³, а средняя плотность пород — от 2,62—2,67 до 2,46 г/см³. Пористость пород увеличилась до 7—10 %, тогда как наиболее типичные ее значения у неизменных пород равны 2—3 %. Среднее значение предела прочности на сжатие неизменных пород в водонасыщенном состоянии равно 77 МПа, а пород гидротермально измененных — 21 МПа. Следовательно, в рассматриваемом случае гидротермальные процессы снизили прочность пород более чем в 3,5 раза (рис. III-34). Коэффициент размягчаемости при этом снизился от 0,8 до 0,4 и меньше.

В зоне выветривания неизменных пород обычно образуется щебенисто-глыбовый элювий, тогда как в породах гидротермально измененных элювий существенно глинистый, причем мощность зоны интенсивного выветривания здесь значительно больше. В табл. III-20 приводится сопоставление показателей свойств пород неизменных, гидротермально измененных и выветрелых. Из этих данных следует, что гидротермальные процессы оказали большее влияние на породы такырской свиты, развитые на участке Шульбинской ГЭС, чем выветривание.

Еще более глубокие изменения скальных пород под воздействием гидротерм установлены на участке Семипалатинской ГЭС [Марков А. Н., 1965 г.]. Состав пород и характер их изменения в основном те же, что и на участке Шульбинской ГЭС, но близость участка к крупному гранитному интрузиву обусловила более глубокое изменение пород и их физико-механических свойств. Так, например, коэффициент крепости пород (определенный методом ИГД) снизился с 8—13 у неизменных

ТАБЛИЦА III-20

Средние значения некоторых показателей
физико-механических свойств пород таежской
свиты на участке Шульбинской ГЭС

Породы	Плотность, г/см ³	Водопогло- щение, %	Прочность на сжатие в во- донасыщенном состоянии, МПа
Неизменные	2,67	1,2	77
Слабо измененные	2,60	2,2	48
Интенсивно выветрелые	2,52	2,6	Не определя- лась
Гидротермально измененные	2,46	4,0	21

пород до 4—5 у гидротермально измененных. Соответственно водопоглощение увеличилось от 0,5—4 до 7—11 %, а плотность снизилась с 2,50—2,75 до 2,40 г/см³.

Примеров ослабления горных пород под воздействием гидротермальных процессов известно сравнительно много, хотя в инженерно-геологическом отношении они изучены недостаточно. Характерным в этом отношении является район Красноярской ГЭС на Енисее. Здесь граниты, являющиеся основанием сооружений, в пределах определенных зон под влиянием гидротермальных процессов претерпели существенные изменения. Так, например, прочность неизменных гранитов на сжатие составляет 130 МПа (среднее из 246 определений), у гранитов слабо каолинизированных она равна 103 МПа (среднее из 31 определения) и у каолинизированных — 60 МПа (среднее из 23 определений).

Приведенные данные показывают, что гидротермальные процессы могут оказывать значительное влияние на изменение физико-механических свойств скальных и полускальных пород. Поэтому при инженерно-геологических изысканиях такие изменения необходимо выявлять, всесторонне исследовать и оценивать.

Физико-механические свойства скальных и полускальных горных пород существенно изменяются и при выветривании. Выше уже было показано (гл. II), что при выветривании изменяются внешний облик пород, их физическое состояние и состав. Выветривание, в отличие от гидротермальных процессов, приводит к изменению пород и их свойств на больших площадях, т. е. имеет региональное распространение, но развивается главным образом в приповерхностных горизонтах Земли. Поэтому при проектировании и строительстве разнообразных сооружений с такими изменениями пород приходится встречаться значительно чаще.

В зависимости от степени выветрелости пород можно различать определенные стадии их изменения, а в зоне выветривания выделять подзоны. В соответствии с этим и свойства пород — плотность, пористость, водопоглощение, водопроницаемость, прочность, крепость и деформируемость — изменяются в зависимости от степени выветрелости пород. В отличие от гидротермальных процессов выветривание всегда ведет только к разрушению и разрыхлению пород, снижению их плотности и прочности, к образованию участков и зон с более низкими показателями физико-механических свойств. В результате скальные породы переходят в полускальные, а при дальнейшем разрушении в рыхлые несвязные или мягкие связные.

Примеров изменения свойств пород в зоне выветривания очень много, остановимся только на некоторых, характерных. Так, при изучении естественного основания плотины на р. Зее А. Г. Горянский установил следующую закономерность изменения крепости диоритов в зависимости от степени выветрелости.

1. Диорит без следов выветривания, плотность минеральной части $2,81 \text{ г/см}^3$, временное сопротивление сжатию $140\text{—}160 \text{ МПа}$, коэффициент крепости $f_{кр}=15$ (определялся по буримости горных пород при проходке разведочных штолен).

2. Диорит трещиноватый, трещины отдельности через $0,3\text{—}0,5 \text{ м}$, $f_{кр}=10$.

3. Диорит сильнотрещиноватый, при ударе молотком раскалывается по волосным трещинам на куски размером $2\text{—}7 \text{ см}$, местами каолинизированный, $f_{кр}=6$.

4. Диорит полностью разрушенный, пористость $10\text{—}40 \%$, $f_{кр}=2$.

Для установления деформационных свойств диоритов в зависимости от степени выветрелости были выполнены полевые испытания опытными нагрузками. При опытах применялись бетонные штампы размером $1 \times 1 \text{ м}^2$, нагрузки доводились до 4 МПа . Результаты опытов сведены в табл. III-21. Из таблицы

ТАБЛИЦА III-21

Изменение показателей крепости и деформируемости диоритов в зависимости от степени выветрелости (по А. Г. Горянскому)

Показатели крепости и деформируемости пород	Категории пород по степени выветрелости			
	I	II	III	IV
Коэффициент крепости	15	10	6	2
Модуль общей деформации, 10^3 МПа	20	13	3	1
Коэффициент удельного упругого отпора, МПа	150	100	20	7,5

видно, что с изменением степени выветрелости диоритов существенно изменяются их крепость и деформируемость.

Общезвестно, что с увеличением выветрелости пород повышается их водопоглощение и соответственно понижаются характеристики физико-механических свойств. Используя эту зависимость, португальский инженер Х. Л. Серафим в докладе на VII Международном конгрессе по высоким плотинам в Риме в 1961 г. привел данные, показанные в табл. III-22 и на рис. III-35 и III-36. Эти данные наглядно свидетельствуют о том, что с изменением выветрелости гранитов закономерно изменяются их водопоглощение и другие свойства. Поэтому Х. Л. Серафим предложил считать водопоглощение показателем выветрелости пород.

ТАБЛИЦА III-22

Изменение свойств гранитов в зависимости от степени их выветрелости (составил Д. П. Прочухан по данным Х. Л. Серафима)

Степень выветрелости гранита	Водопоглощение, % к объему сухого образца	Плотность минеральной части, г/см ³	Модуль общей деформации, 10 ⁹ МПа
Невыветрелый	<3	>2,5	>100
Слабовыветрелый	3—5	2,4—2,5	40—100
Выветрелый	5—7	2,3—2,4	20—40
Сильновыветрелый	7—9	2,2—2,3	10—20
Очень сильновыветрелый	>9	<2,2	<10

Интересна попытка польских геологов И. Лиса и С. Пшень-осло [1962 г.] найти объективный показатель для оценки степени выветрелости гранита. Исходя из положения, что наименее устойчив в граните биотит и что двухвалентное железо (главным носителем его в граните является биотит) совершенно неустойчиво в зоне окисления, они предложили использовать отношение Fe^{3+}/Fe^{2+} в качестве показателя степени выветрелости гранита. По данным исследований керна колонковой скважины, пройденной в граните, была установлена зависимость изменения прочности гранитов от степени выветрелости (рис. III-37). Характерно, что у невыветрелых гранитов отношение Fe^{3+}/Fe^{2+} составляет в среднем 0,4. Как видно из данных, приведенных в табл. III-23 и III-24, с уменьшением степени выветрелости горных пород уменьшается их пористость, повышаются плотность, прочность и упругость.

Японский инженер С. Кудо, используя зависимость между физическим состоянием пород и скоростью прохождения через них упругих волн, создал классификацию пород, позволяющую выделять зоны различной выветрелости и трещиноватости

Рис. III-35. Зависимость плотности сухого образца гранита от его водопоглощения (по Х. Л. Серафиму).

Точки наблюдения расположены в заштрихованной полосе.

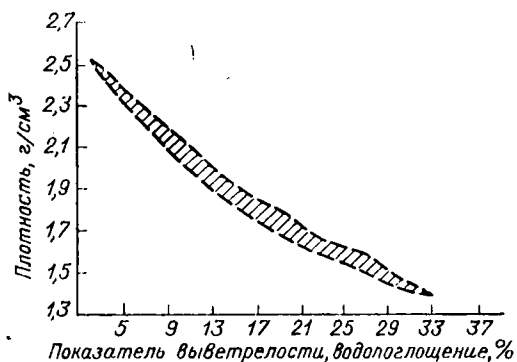


Рис. III-36. Зависимость модуля упругости гранита от степени выветрелости (по Х. Л. Серафиму).

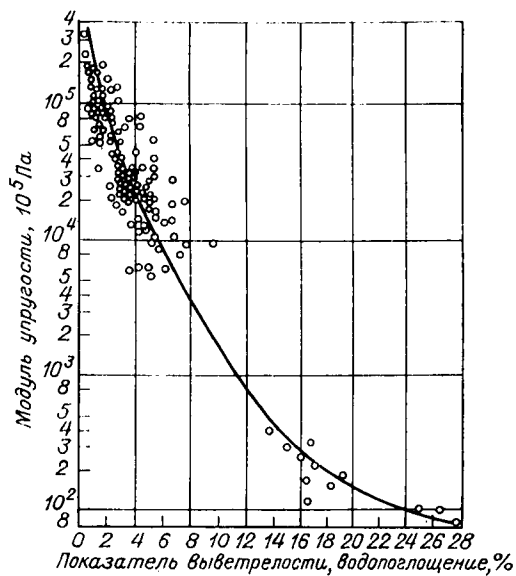
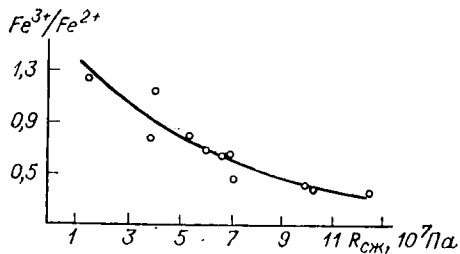


Рис. III-37. Зависимость прочности гранита на сжатие от степени выветрелости (по И. Лису и С. Пшеньосло).



Т А Б Л И Ц А III-23

**Изменение свойств кварцевого порфира в зоне
выветривания на участке Капчагайской ГЭС на р. Или
(по Э. И. Ткачуку и Ю. И. Видулину)**

Показатели	Степень выветрелости пород		
	Неизменен- ные	Трещинова- тые	Интенсивно трещиноватые
Плотность минеральной части, г/см ³	2,65	2,65	2,65
Плотность породы, г/см ³	2,60	2,58	2,56
Водопоглощение, %	0,6	0,8	1,5
Удельное электрическое сопротивление, Ом	1430	830	500
Прочность на сжатие, МПа	199	158	72

Т А Б Л И Ц А III-24

**Влияние выветривания на физико-механические свойства
крупнозернистых микроклиновых гранитов одного из районов
Украинского кристаллического массива (по Б. П. Беликову,
Б. В. Залескому, Ю. Н. Розанову и др.)**

Место взятия пробы	Плот- ность, г/см ³	Эффек- тивная пористость, %	Времен- ное сопротив- ление сжатию, МПа	Модуль общей деформа- ции, 10 ⁴ МПа	Модуль упругости, 10 ⁴ МПа	Коэффи- циент попереч- ной деформа- ции
С поверхности	2,54	3,07	113	0,90	1,61	0,24
С глубины 1,5 м	2,61	1,33	145	2,34	2,94	—
» 3 м	2,69	1,07	180	4,39	4,70	0,32
» 17 м	2,67	0,98	239	4,92	5,14	0,26
» 49 м	2,61	0,63	240	5,97	5,97	0,25

(табл. III-25). Для такого выделения послужили два показателя, обозначающие степень уменьшения упругости пород в условиях естественного залегания. Первый он назвал показателем «степени звучности пород» e_d/E_d , а второй — коэффициентом трещиноватости $(E_d - e_d)/E_d$. Здесь e_d и E_d — динамические модули упругости, измеряемые соответственно для образца и для пород в условиях естественного залегания. Из табл. III-25 видно, что чем сильнее выветрелость и трещиноватость пород, тем больше коэффициент их трещиноватости и меньше степень звучности.

Из приведенных данных видна вполне определенная зависимость физико-механических свойств горных пород от степени их выветрелости. Выветривание ведет к снижению строительных качеств пород, поэтому при инженерно-геологических изысканиях всегда необходимо выделять зону выветрелых пород, исследовать и оценивать их свойства. Для этого кроме качест-

**Классификация горных пород по степени уменьшения упругости
в зависимости от выветрелости и трещиноватости (по С. Кудю)**

Группа или зона пород	Характеристика пород	ϵ_d/E_d		$(E_d - \epsilon_d)/E_d$
A	Породы невыветрелые, ненарушенные, почти без трещин	Очень хорошая	$>0,75$	$<0,25$
B	Породы слабовыветрелые и слаботрещиноватые	Хорошая	$0,5-0,75$	$0,25-0,50$
C	Породы выветрелые с поверхности, трещиноватые. Трещины частично заполнены незначительным количеством глинистого материала	Достаточная	$0,35-0,50$	$0,50-0,65$
D	Породы значительно выветрелые, с открытыми трещинами, которые содержат глинистый материал	Недостаточная	$0,20-0,35$	$0,65-0,80$
E	Породы целиком выветрелые, сильнотрещиноватые	Плохая	$<0,20$	$>0,80$

венных показателей (внешнего облика, окраски, минерального состава и др.) вполне могут быть использованы различные количественные показатели, характеризующие их физико-механические свойства.

О некоторых особенностях изучения физико-механических свойств скальных и полускальных горных пород. Для изучения свойств скальных и полускальных горных пород применяют разнообразные полевые и лабораторные методы и методики исследований, приборы и установки, описание которых приводится в «Методическом руководстве» [40] и «Специальной инженерной геологии» [42]. Здесь же необходимо обратить внимание на то, что изучение физико-механических свойств скальных и полускальных горных пород только тогда полноценно, когда оно комплексное, т. е. сопровождается детальным и полным изучением их петрографических особенностей и геологических условий залегания. Данные о свойствах пород без петрографических и геологических сведений имеют несравненно меньшее значение, малонадежны, неполноценны. Для строительных целей изучение горных пород, и особенно скальных и полускальных, должно быть специализированным, петрографическим.

Ответственные заключения и оценка свойств горных пород не могут базироваться на единичных определениях, для этого

требуется минимально необходимое число определений, обеспечивающее получение обоснованных средних — обобщенных и дирекционных — характеристик пород, а также характеристик, показывающих степень неоднородности и изменчивости их свойств. Такие характеристики должны обеспечивать надежность инженерных расчетов и решений. Следовательно, число определений должно быть таким, чтобы можно было применить методы математической статистики для обработки и анализа результатов исследований свойств горных пород.

III-5. Дополнительные специальные характеристики физико-механических свойств скальных и полускальных горных пород

При проектировании и строительстве различных сооружений, при выполнении геологоразведочных и горных работ на месторождениях полезных ископаемых помимо основных характеристик физико-механических свойств горных пород представляют интерес также некоторые дополнительные. Иногда их называют производственными, строительными, геотехническими или горнотехническими. В действительности все они также выражают физико-механические свойства горных пород, так как определяют их физическое состояние и сопротивление воздействию тех или иных усилий. Однако если основные характеристики необходимы для решения самых различных строительных и других задач, то дополнительные используют только при проектировании и оценке главным образом тех или иных производственных процессов. Каждая такая характеристика применяется в зависимости от вида строительных или горных работ в «индивидуальном» порядке. Поэтому их правильнее называть дополнительными специальными характеристиками физико-механических свойств горных пород. К числу таких характеристик относятся: крепость пород, твердость, истираемость, износ и абразивность, разрабатываемость, буримость, взрываемость, сопротивление резанию, разрыхляемость, морозостойчивость и др.

Крепость горных пород характеризуется сопротивлением их разрушающим усилиям. При ее оценке пользуются главным образом классификацией М. М. Протодяконова (табл. I-1). По этой классификации все горные породы разделяются на 10 категорий, для каждой из которых установлен коэффициент крепости, характеризующий породу одновременно по степени сопротивления сжатию, разрабатываемости, буримости, расходу взрывчатого вещества для разрушения, устойчивости и давлению на крепь подземных выработок.

Коэффициент крепости горных пород зависит от их петрографического состава, физического состояния — степени трещиноватости, выветрелости, влажности, прочности и др. Наиболее

часто он определяется по временному сопротивлению сжатию пород

$$f_{кр} = R_{сж}/100.$$

Новейшие данные показывают, что более точно коэффициент крепости пород можно определять по формуле Л. И. Барон:

$$f_{кр} = \frac{R_{сж}}{300} + \sqrt{\frac{R_{сж}}{30}}.$$

При определении коэффициента крепости пород необходимо учитывать их физическое состояние — трещиноватость, выветренность и т. д. Например, если для нетрещиноватых гранитов коэффициент крепости по временному сопротивлению сжатию равен 10, то для тех же гранитов, но трещиноватых или сильнотрещиноватых он будет равен 8 и даже 6.

Твердость характеризуется сопротивлением, оказываемым горной породой при проникновении в нее другого тела, т. е. какого-либо инструмента. Следовательно, твердость — это прочность породы на вдавливание при местных контактных воздействиях. Она зависит от твердости минералов, слагающих породу, от прочности структурных связей в ней и от физического состояния породы. При оценке твердости минералов обычно пользуются шкалой Мооса. При оценке твердости пород различают их микротвердость, т. е. твердость отдельных минералов, и агрегатную твердость, т. е. твердость породы в целом.

Агрегатную твердость определяют путем вдавливания штампа в образец породы с двумя плоскопараллельными шлифованными поверхностями (метод Л. А. Шрейнера). Вместо агрегатной твердости часто определяют контактную прочность путем вдавливания штампа в необработанную естественную поверхность образца горной породы (метод ИГД им. А. Н. Скочинского). Этот метод более прост и близок к реальным производственным условиям.

Показатели агрегатной твердости и контактной прочности используются при выборе горных и буровых инструментов. Контактная прочность некоторых типов скальных и полускальных пород составляет, МПа:

Песчаник:	
мелкозернистый	8,2—16,6
крупнозернистый	6,35
ожезненный	3,54
медистый	18,2
Сланец:	
песчаный	4,1—8,0
глинистый	3,9—6,8
филлитовый	3,2
серпичтовый	6,6

Известняк	2,9—4,4
Известняк доломитизированный	8,6
Мрамор	10,6
Диорит	13,8
Гранит	23,9
Пироксенит	24,9
Кварцит	29,0

Истираемость, износ и абразивность являются косвенными показателями прочности горных пород. Так, истираемость и износ характеризуют прочность пород при использовании их для дорожных целей в виде щебня для путевого балласта, покрытий, устройства мостовых, как строительный камень для полов, лестничных ступеней и как материал для строительства берегоукрепительных сооружений.

Определение истираемости производят путем испытания образцов породы на стандартном вращающемся круге для истирания, на который в качестве шлифующего материала насыпают кварцевый песок соответствующей крупности или наждак. После определенного числа оборотов круга (совершившего путь 1000 м со скоростью 30—35 м/мин) образец взвешивают и измеряют. По потере массы и изменению объема определяют его истираемость. Вычисление истираемости производят по объему и массе на единицу трущейся поверхности. Например, при проектировании дорог на участках с интенсивным движением истираемость пород должна быть не более 0,4 г/см², а при слабом движении не более 2 г/см². Породы с истираемостью более 2 г/см² относятся к слабым.

Износ характеризует прочность щебня, приготовленного из скальных и полускальных горных пород, при испытании его в барабане Деваля. Навеска щебня после испытания в барабане (после 10000 оборотов) должна иметь потерю в массе (износ — образование мелкозема) не более 4—10 % (для дорожных целей в зависимости от класса дорог).

Абразивность горных пород характеризует их способность истирать контактирующие с ними поверхности строительных и горных инструментов, машин и оборудования в процессе их работы. По методу, предложенному ИГД им. А. А. Скочинского, абразивность горных пород оценивается средней потерей массы (в миллиграммах) тупого цилиндрического стержня из углеродистой стали путем истирания его о породу при вращении со скоростью 400 об/мин под осевой нагрузкой 1,5 МПа в течение 10 мин. Все горные породы по абразивности разделяются согласно этому методу ее определения на восемь классов — от весьма малоабразивных до высшей степени абразивных. Истираемость, износ и абразивность горных пород зависят от их петрографического состава, прочности, твердости, вязкости минералов, их слагающих, прочности структурных связей в породах и физического состояния.

Разрабатываемость горных пород характеризуется сопротивлением их разрушению при различных рабочих процессах (копке, бурении, отбойке, взрывании и др.). Разрабатываемость (добываемость) определяет способ и инструменты, которыми следует пользоваться при разработке горных пород. Она характеризуется удельными затратами времени, энергии или расходом рабочего инструмента на разрушение (разработку) единицы объема породы. По строительным нормам и правилам все породы по разрабатываемости разделяются на XVI категорий.

Буримость характеризует степень относительной сопротивляемости горных пород разрушению инструментом в процессе бурения. Показателем буримости принято считать либо длину шпура (мм, см), пробуренного за 1 мин чистого времени бурения при определенных стандартных условиях, либо число минут чистого времени бурения 1 м шпура также при стандартных условиях. Буримость пород зависит от их физико-механических свойств, размера, формы и материала бурового инструмента, режима работы, т. е. энергии удара, количества оборотов, осевого давления, качества и интенсивности промывки или продувки забоя и т. д. Показатели буримости горных пород служат для нормирования процессов бурения и классификации горных пород по буримости.

Взрываемость характеризует относительную сопротивляемость горных пород разрушению при разработке их взрывным способом (при взрывной отбойке). Показателем взрываемости является расход взрывчатого вещества в килограммах (удельный расход ВВ) или шпуров в погонных метрах (удельный расход бурения — шпурометры) на 1 м³ горной породы в условиях естественного залегания. Наиболее распространенной шкалой взрываемости горных пород в настоящее время является шкала значений удельного расхода взрывчатого вещества. Горные породы от V до XVI строительных категорий, разрабатываемые частично или полностью взрывным способом, различаются между собой по значению удельного расхода взрывчатого вещества. Взрываемость пород зависит от их состава и строения, физического состояния, прочности, крепости, а также от условий взрывания (взрывчатого вещества, размера заряда и других факторов).

Сопротивляемость резанию характеризует сопротивление породы разрушению — резанию — зарубаемости горной машиной. Мерой сопротивляемости резанию является затрата работы, количество разрушенной породы и степень ее измельчения.

Разрыхляемость, т. е. увеличение объема пород в результате их рыхления, дробления, перелопачивания, экскавации при разработке, оценивают коэффициентом разрыхляемости K_p , представляющим собой отношение объема породы после

рыхления V_p к объему ее в условиях естественного залегания V , т. е.

$$K_p = V_p/V.$$

Разрыхляемость пород зависит как от их состава, так и от производственных условий разработки, транспортировки, способа укладки в отвал, длительности стояния отвала и т. д.

Морозоустойчивость является одним из важных строительных свойств скальных и полускальных пород. Она характеризует их способность сохранять физическое состояние (не разрушаться) и прочность при воздействии отрицательных температур. При неоднократном замораживании и оттаивании, а также при увеличении объема воды при замерзании в породах благодаря неодинаковым линейным и объемным коэффициентам расширения и сжатия компонентов, слагающих породы, в них возникают напряжения, вызывающие разрушения. В результате породы крошатся, растрескиваются, расслаиваются, покрываются макро- и микротрещинами, снижается их прочность.

Морозоустойчивость пород определяется прямыми методами (непосредственные испытания пород в морозильных камерах путем 15- или 25-кратного их замораживания и оттаивания) и косвенными (коэффициент водонасыщения и коэффициент размягчения). Порода считается морозостойкой, если после многократного замораживания не имеет внешних признаков разрушения и деформаций и если ее прочность снижается не более чем на 20—25 %.

Таковы наиболее важные дополнительные специальные характеристики физико-механических свойств скальных и полускальных горных пород. Все они имеют большое практическое значение при проектировании сооружений, при организации производства строительных и горных работ.

Глава IV

ОБЩАЯ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЫХЛЫХ НЕСВЯЗНЫХ И МЯГКИХ СВЯЗНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

IV-1. Общие сведения

По инженерно-геологической классификации горных пород третью и четвертую группы составляют породы рыхлые несвязные (пески, гравелистые породы, галечники и др.) и мягкие связные — глинистые (глины, суглинки, супеси). Это породы осадочного происхождения — морские, лагунные и континентальные малой и предельно малой степени литификации. Они составляют более 70 % осадочной оболочки земной коры, встречаются в отложениях различного возраста, но главным образом среди четвертичных и потому часто используются как основание для различных сооружений, как среда для них и как естественный строительный материал.

С инженерно-геологической точки зрения эти породы отличаются от других осадочных пород особым составом, свойствами и большой изменчивостью физического состояния. Среди них встречаются разности с повышенной плотностью, рыхлые и мягкие с пониженной плотностью и прочностью, а некоторые глинистые породы ведут себя как вязкие жидкости с предельно малой прочностью. При строительстве на рыхлых несвязных и особенно на глинистых породах могут возникать значительные по размеру и продолжительные по времени осадки сооружений, их сдвиги, большой силы горное давление в подземных выработках и другие явления, вызывающие деформации сооружений. В целом эти породы являются значительно более слабыми, чем скальные и полускальные, что приводит к необходимости более детального всестороннего их изучения при проектировании и строительстве различных сооружений.

В этой главе приводятся общая инженерно-геологическая характеристика и оценка песчаных, грубообломочных и глинистых пород, а в последующих главах рассматриваются особенности их состава, строения и свойств.

Рыхлые несвязные породы составляют большую группу обломочных (грубодисперсных) осадочных образований. Отличительной их особенностью является рыхлость (сыпучесть), т. е. отсутствие связей между слагающими их частицами. Петрографически они представлены различными песками; гравелистыми, щебенистыми породами; галечниками, т. е. породами, являю-

щимися продуктами главным образом физического разрушения — дезинтеграции — скальных и полускальных горных пород и последующих процессов механической дифференциации, сортировки, истирания и отложения обломочного материала в субаквальных и субаэральных условиях. Для образования некоторых песчаных пород, например чистых кварцевых песков, необходимо развитие процессов химического разложения неустойчивых минералов исходных горных пород, способствующих обогащению песков кварцем.

Минеральный и петрографический состав песчано-галечных пород определяется составом исходных пород и степенью дифференциации и сортировки продуктов их разрушения. Свойства песчаных и галечных пород и их деформируемость зависят главным образом от плотности сложения. Различают породы рыхлого, среднего и плотного сложения. Общая классификация рыхлых несвязных пород приведена в табл. IV-1.

Т А Б Л И Ц А IV-1
Классификация рыхлых несвязных пород по некоторым
петрографическим признакам

По гранулометрическому составу, структуре	По степени однородности гранулометрического состава	По минеральному составу	По содержанию некоторых важных примесей	По степени плотности
П с е ф и т ы				
Валуны и глыбы Галечники и щебень: крупные средние мелкие Гравий и дресва	Однородные, неоднородные, очень неоднородные	—	С песчаным заполнителем, с глинистым заполнителем, с песчано-глинистым заполнителем	Плотного сложения, средней плотности сложения, рыхлого сложения
П с а м м и т ы				
Пески: грубозернистые крупнозернистые среднезернистые мелкозернистые тонкозернистые разнозернистые	Однородные, неоднородные, очень неоднородные	Мономинеральные (кварцевые), олигомиктовые (кварц-полевошпатовые), полимиктовые, полимиктовые аркозовые, полимиктовые граувакковые	Глауконитовые, слюдистые, пиритовые, гравелистые, валунные, гумусированные	Плотного сложения, средней плотности сложения, рыхлого сложения

Классификация глинистых пород по некоторым петрографическим признакам (по В. Д. Ломтадзе)

По степени литификации	По содержанию глинистых грубообсеченных частиц	По составу глинистых минералов	По содержанию карбонатного материала	По содержанию некоторых важных примесей	По степени засоленности	По некоторым текстурным признакам	По особым условиям образования
Глинистый ил	Глина Глина пылеватая	Каолинитовые	Глина	Глина кремнистая	Незасоленная	Глинистая порода мас-сивного сложения	Глинистая почва
Глина мягкая	Глина песчаная Глина пылеватая	Гидро-сло-дистые	Глина извест-ковистая (мергелистая)	Глина угли-стая	Слабо засо-ленная	Глинистая порода сло-истая — лен-точная	
Глина уплот-ненная	Суглинок Суглинок пылеватый	Монтморилло-нитовые	Мергель глинистый	Глина битуминозная	Засоленная	Глинистая порода макро-пористая, лёссовидная	
Аргиллит	Супесь Супесь пылеватая	Полиминеральные	Мергель	Глина железистая	Сильно засо-ленная	Глинистая порода силь-но макропори-стая, лёссо-видная	
Аргиллит сланцеватый			Мергель известкови-стый				

Примечание. Суглинок и супесь — термины, определяющие не только соответствующее содержание глинистых частиц в породе, но и стратиграфическую принадлежность их к образованиям четвертичного возраста.

Мягкие связные (глинистые) породы — это обширная группа тонкодисперсных осадочных пород, занимающая промежуточное положение между типичными обломочными и химическими породами. Для них характерно присутствие в составе значительного количества тонкодисперсных частиц (размером менее 0,002 мм), состоящих преимущественно из глинистых минералов, которые и обуславливают специфические «глинистые» свойства породы в целом.

Среди глинистых пород выделяют собственно глины и разнообразные глинистые породы. Глинами в инженерно-геологической практике называют тонкодисперсные осадочные породы, в которых содержится не менее 30 % частиц диаметром меньше 0,002 мм. Они обладают связностью и пластичностью в природном состоянии или при искусственном увлажнении водой, а при высыхании сохраняют приданную им форму. Из всех известных признаков глины эти признаки являются единственно устойчивыми и легко устанавливаемыми.

К глинистым породам следует относить породы, сходные в какой-то степени по составу и свойствам с глинами, но отличающиеся от них содержанием значительного количества примесей (грубодисперсных частиц, карбонатного вещества, углистого вещества и др.), степенью уплотненности и физико-химической измененности, засоленностью или некоторыми текстурными признаками. К глинистым отложениям можно относить также различные почвы, представляющие собой в большинстве случаев глинистые образования, возникшие в результате действия различных факторов почвообразования. Классификация наиболее распространенных разновидностей глинистых пород по петрографическим признакам представлена в табл. IV-2.

Разнообразие петрографических типов песчаных, грубообломочных и глинистых пород связано с различными и своеобразными условиями их накопления и дальнейшего преобразования. Песчано-глинистые породы предельно малой степени литификации, т. е. находящиеся на начальной стадии формирования (илы), или отличающиеся особым составом (например, засоленные) и физическим состоянием (мерзлые, плавунные и др.), составляют пятую группу пород по инженерно-геологической классификации (см. гл. IX).

IV-2. Основные генетические типы

По условиям образования песчано-галечные и глинистые породы могут быть континентальными, лагунными и морскими. Каждая из этих фациальных групп в свою очередь может быть подразделена на более мелкие генетические группы и типы. Схема такого подразделения представляется в следующем виде: *континентальные породы*: 1) элювиальные, 2) делювиальные, 3) коллювиальные, 4) аллювиальные, 5) пролювиальные,

6) ледниковые, 7) водно-ледниковые, 8) озерные, 9) болотные, 10) золовые, 11) техногенные; *лагунные породы*: 1) собственно лагунные, 2) дельтовые, 3) эстуариевые; *морские породы*: 1) неритовые, или мелководные, отлагающиеся на глубине до 200 м, — осадки шельфа, 2) батинальные, отлагающиеся на глубине от 200 до 2000—3000 м, — осадки континентального склона, 3) абиссальные, отлагающиеся на глубине более 3000 м, — осадки ложа Мирового океана.

Из этой схемы видно, что рыхлые несвязные и глинистые породы составляют большие группы разнообразных континентальных генетических типов. Из учения о генетических типах континентальных осадочных образований следует, что литогенез на суше надо рассматривать как неразрывную составную часть перестройки ее лика при совместном воздействии процессов выветривания, денудации и аккумуляции [Шанцер Е. В., 1966 г.]. Суммарным эффектом всех этих процессов является прежде всего перемещение продуктов разрушения горных пород от источников и областей сноса к областям аккумуляции и в конечном итоге от внутренних районов суши к морским побережьям (рис. IV-1). Море является областью преобладания аккумуляции минерального вещества после длительной его миграции от источников сноса. В море формируются мощные толщи отложений на обширных пространствах, составляющие главную массу осадочной оболочки земной коры.

Суша противостоит морю как область господства процессов выветривания и денудации. На большей площади суши литогенез сводится к формированию элювиальных образований, к накоплению сравнительно маломощных, но генетически и петрографически разнообразных осадочных отложений главным образом на низких и плоских водоразделах, склонах, в речных долинах, озерных котловинах.

Континентальные породы

Элювиальные образования. К ним относятся различные продукты выветривания горных пород, оставшиеся на месте (in

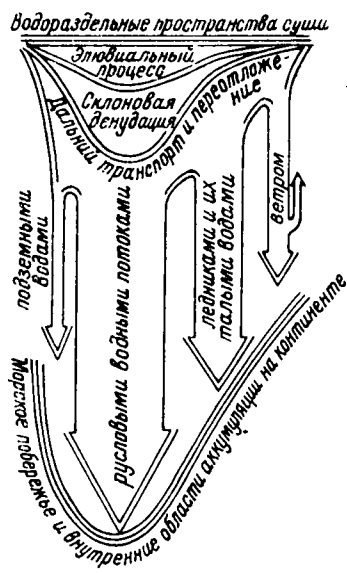


Рис. IV-1. Схема основных этапов и путей переноса продуктов выветривания и разрушения горных пород по поверхности суши (по Е. В. Шанцеру).

situ). Это элювиальная зона — кора выветривания исходных горных пород. По составу они могут быть как глинами и глинистыми породами, так и породами рыхлыми несвязными (песками, дресвой, щебнем) и их переходными разностями — песчано-дресвяными, песчано-щебенистыми или дресвяно-щебенистыми и др.

Глины и глинистые элювиальные породы образуются преимущественно в результате химического, а песчано-щебенистые — физического выветривания пород. Геоморфологически они наиболее распространены на низких и плоских водоразделах, на пологих и очень пологих склонах, а также в пределах отрицательных форм рельефа — по долинам рек и ручьев, под пойменными и надпойменными террасами, т. е. там, где денудационные процессы и эрозия не успевают их размыть и смыть.

Следовательно, наиболее благоприятные условия для формирования элювиальных образований будут там, где темпы эрозии и плоскостного смыва ослаблены или малы, где выветривание горных пород успевает распространиться на ту или иную глубину. На таких участках успевает сформироваться, при прочих равных условиях, более мощная зона выветривания. Породы в ней разрушены — изменены, причем часто в неодинаковой степени на разных глубинах. Поэтому зону выветрелых пород можно разделить на подзоны.

На формирование элювиальных образований при равных климатических, геоморфологических, тектонических и других условиях решающее влияние оказывает состав исходных, чаще всего коренных, пород. На породах, стойких по отношению к агентам выветривания, элювиальная зона имеет небольшую мощность, а состав более грубый (дресва, щебень). На породах слабых, легко поддающихся выветриванию, она достигает большой мощности, а состав пород более мелкозернистый и глинистый.

Мощность элювиальных образований обычно очень непостоянна, а условия залегания своеобразны. В условиях аридного, холодного и умеренного гумидного климата она измеряется обычно единицами метров, а в условиях тропического гумидного климата — десятками метров. Толща элювия обычно не имеет равномерной мощности по простиранию, так как трещины, контакты, жилы и другие нарушения сплошности и однородности материнских пород создают условия для неодинакового проникновения агентов выветривания на глубину (рис. IV-2). Вследствие этого нижняя граница элювиальной зоны обычно неровная, в отдельных местах она глубоко опускается, образуя своеобразные карманы в зоне свежих пород. Если толща элювия с неровной нижней границей подвергается равномерному размыву, то может наступить такой момент, когда вся верхняя ее часть будет смыта и среди обнажившихся свежих пород останутся только пятна, полосы выветрелых.

Элювиальные образования могут иметь площадное и линейное распространение и залегать в виде покровов, пластообразных залежей, линз, карманов и т. д.

Отмечая своеобразие распространения и условий залегания элювиальных образований, необходимо указать на их тесную связь с подстилающими коренными породами, за счет разрушения которых они образовались. Эта связь выражается в изменении степени выветрелости горных пород с глубиной, а следовательно, в дифференциации зоны выветривания (элювия) на подзоны. В каждой подзоне имеются явные или косвенные признаки изменения внешнего облика, окраски, состава, состояния, текстуры (слоистости, сланцеватости) и других особенностей исходных пород, за счет которых формируется элювий (см. II-7).

Из других характерных особенностей элювиальных образований можно отметить следующие.

1. При выветривании горных пород наблюдаются общее их разрыхление, размягчение, увеличение пористости, гидрофильности, водопроницаемости и изменение других свойств. Поэтому элювиальные образования по своим свойствам обычно существенно отличаются от подстилающих их пород.

2. В составе элювия, особенно если развито химическое выветривание, появляются и накапливаются глинистые продукты выветривания — глинистые минералы, а следовательно, изменяется и его вещественный состав по сравнению с исходными материнскими породами.

3. В климатических условиях, где испарение превышает количество выпадающих осадков и породы в зоне выветривания промываются слабо, в элювии накапливаются водорастворимые простые соли и происходит засоление пород, что существенно изменяет их строительную оценку.

4. В элювиальных образованиях наблюдается общее понижение концентрации водородных ионов pH , что приводит к возникновению кислой среды, вредно действующей на металлические и бетонные части сооружений.

5. С элювиальной зоной часто связаны временные или постоянные горизонты грунтовых вод. Поэтому при ведении строительных работ, вскрытии котлованов с этим обстоятельством приходится считаться и предусматривать соответствующие мероприятия.

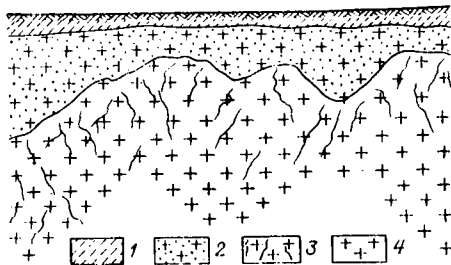


Рис. IV-2. Условия залегания элювиальных отложений.

1 — делювий; 2 — элювий; 3 — зона трещиноватых коренных пород; 4 — зона коренных невыветрелых пород.

6. Элювиальные образования в зоне степей, лесостепей, реже полупустынь под влиянием процессов диагенеза приобретают макропористость и преобразуются в лёссовидные разновидности с присущими им свойствами — легкой размокаемостью, размываемостью и просадочностью, т. е. свойствами, обуславливающими их деформации при увлажнении. Условия строительства на таких породах осложняются.

7. Элювиальные образования, залегающие на склонах, легко подвергаются различным деформациям под влиянием гравитационных сил — образованию обвалов, осыпей, оползней, сплывов и др.

Из приведенных данных следует, что при инженерно-геологических исследованиях, при проектировании и строительстве различных сооружений, при хозяйственном использовании территорий изучение этого генетического типа континентальных образований требует специального подхода и учета всех их особенностей.

Делювиальные отложения. Они представляют собой определенный генетический тип континентальных образований, накапливающийся главным образом на склонах и в их основании, а также на пониженных участках водоразделов в результате смыва дождевыми и талыми водами рыхлых продуктов выветривания с более высоких участков. По петрографическому составу делювиальные отложения весьма разнообразны, но глинистые разности среди них распространены наиболее широко. Обычно это суглинки, глины и супеси. В их составе нередко примеси и включения грубообломочного материала — песка, дресвы, щебня, гальки или более крупных обломков коренных пород. Часто этот материал образует прослой, линзы и гнезда. Органические остатки в делювии обычно представлены переотложенной фауной из коренных пород и фауной современных наземных моллюсков, костями млекопитающих и др. Иногда встречаются растительные остатки и погребенные почвенные горизонты.

Состав делювия зависит от состава коренных пород, слагающих водоразделы и склоны, и от крутизны склонов. На пологих склонах, сложенных слабоустойчивыми против выветривания породами — глинами, глинистыми сланцами, глинистыми песчаниками, мергелями, известняками и другими породами, — делювий более глинистый, более однородный по гранулометрическому составу, содержит небольшое количество грубых примесей. На крутых склонах, сложенных породами, более устойчивыми против выветривания, делювий менее глинистый, менее однородный по гранулометрическому составу и более грубый. В той же зависимости находится и изменение мощности делювиальных отложений: на пологих склонах она обычно большая, на крутых незначительная, но всегда увеличивается по направлению от водораздельных участков к основаниям склонов, где

часто образуются мощные шлейфы, под которыми оказываются погребенными другие комплексы отложений и формы рельефа, например террасы, сложенные аллювиальными отложениями.

Делювиальные отложения обычно образуют покровы, иногда мощные толщи и реже пласты. Они, как правило, неслоисты, лишь местами в них наблюдается неправильная, слабо выраженная слоистость. На пологих склонах в степных районах в них иногда наблюдается отчетливо выраженная макропористая текстура (лессовидные делювиальные суглинки).

Делювиальные отложения, залегающие на склонах, часто подвергаются подвижкам — спывам, оползням и солифлюкционным явлениям как в условиях естественного залегания, так и, особенно, при нарушении их в связи с устройством выемок, карьеров, возведением на склонах сооружений и т. д. Нарушению устойчивости делювиальных отложений на склонах часто способствуют их обводненность вследствие насыщения дождевыми и талыми водами и выклинивания на склонах водоносных горизонтов коренных пород, а также сейсмические явления.

В зонах недостаточного увлажнения, засушливых (лестепи, степи, полупустыни) делювиальные отложения нередко имеют лессовидный облик, макропористую текстуру, обладают просадочностью и нередко в той или иной мере засолены. В средних широтах они обычно обогащены карбонатами, образующими мелкие стяжения, зерна, налеты, натеки, журавчики. В более южных широтах делювий часто содержит гипс в дисперсном (рассеянном) виде, а также в виде стяжений и крупных друз. В зонах леса и лесотундры, т. е. в зонах избыточного увлажнения, делювий имеет обычно повышенную влажность и служит основой, на которой формируются полуболотные и болотные почвы.

Таким образом, делювиальные глинистые отложения по своему состоянию очень неоднородны, они, как правило, имеют малую уплотненность и нередко находятся в пластичном или мягкопластичном состоянии. При периодическом глубоком просыхании свойства их изменяются. В заключение следует отметить, что делювиальные отложения в разрезе иногда трудно отделяются от элювиальных, что приводит к необходимости объединять их в комплексы элювиально-делювиальных.

Коллювиальные отложения. К ним относят накопления грубообломочного материала на наклонных поверхностях водоразделов, на горных склонах и в их основании. Это накопления обвалов, россыпей и осыпей, образующиеся в результате перемещения продуктов выветривания и разрушения горных пород под влиянием собственного веса (гравитационных сил) на небольшие или очень небольшие расстояния от области сноса. Это продукты ближнего переотложения.

При обвалах массы горных пород преодолевают свой путь качением по нагорному склону. При этом происходит некоторая, иногда едва заметная сортировка каменного материала. В отличие от сортировки в водных потоках, сортировка обломочного материала во время обвалов происходит по-другому: более крупные обломки, обладающие большей живой силой, отнесаются дальше от места обрушения, чем более мелкие. Путь обвалов по нагорному склону фиксируется как отдельно лежащими обломками, так и настоящими каменными реками.

Обломочный материал, передвигаясь по нагорному склону, преодолевает сопротивление качению. По мере накопления его на склоне сопротивление качению возрастает. Поэтому в каменных реках обломочный материал сортируется не только от «истока» к «устью», но и в вертикальном разрезе, т. е. с поверхности накапливается более крупный материал, а внизу более мелкий. Наиболее интенсивное перемещение масс горных пород по склонам происходит при обвалах. Обрушивающиеся породы увлекают за собой отдельные глыбы, неустойчиво лежащие на склоне, и даже сбивают крупные выступы горных пород.

Осыпи образуются в результате скатывания небольших глыб, щебня, дресвы и песчаных частиц по склонам к их основанию. В отличие от обрушения масс горных пород при обвалах перемещение обломочного материала при образовании осыпей происходит сравнительно медленно и непрерывно длительное время. Как только уклон поверхности уменьшится до значения, близкого к углу естественного откоса осыпавшихся образований, осыпание практически прекращается. Осыпи обычно образуют отдельные конусы осыпания, которые, сливаясь, иногда создают сплошной осыпной шлейф, прикрывающий нижнюю часть склона. Так как накопления обвалов, россыпей и осыпей распространены главным образом на склонах и в основании склонов, их обычно включают в генетическую группу склоновых отложений. Мощность коллювиальных отложений обычно невелика — единицы или несколько десятков метров. С ними иногда связаны временные или постоянные скопления подземных вод.

При проектировании и строительстве сооружений стараются избегать участков распространения таких отложений. Однако при трассировании дорог, линий электропередачи, каналов, на участках расположения порталов туннелей или створов плотин в долинах горных рек с этими отложениями приходится встречаться. Методика их изучения и оценки свойств разработана пока недостаточно.

Аллювиальные отложения. Это всевозможные речные образования, слагающие древние и современные террасы речных долин и русла рек. Самые верхние горизонты аллювиальных толщ, особенно в долинах равнинных рек, обычно представлены глинистыми породами — супесями, суглинками, глинами — и тонкозернистыми песками с включением небольшого количества

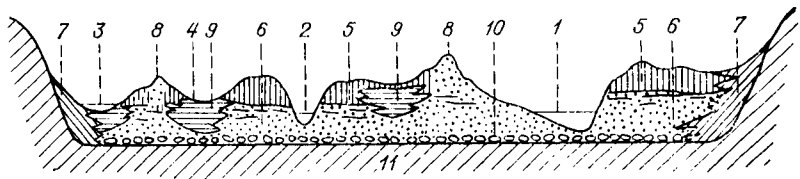


Рис. IV-3. Схема строения аллювия поймы (по Н. И. Николаеву).

1 — русло; 2 — проток; 3 — притеррасовая речка; 4 — заболоченная речка; 5 — пойменный аллювий; 6 — русловой аллювий; 7 — аллювиально-дельтавные отложения; 8 — пески прирусловых гряд; 9 — старичный аллювий; 10 — галечник руслового аллювия; 11 — более древние породы, в которые вложена пойма.

гравия и гальки. Прослои и линзы глинистых пород в этих песках встречаются редко. Под песками залегают галечники с песчаным крупнозернистым или разномзернистым заполнителем. Иногда галечники хорошо промыты, содержат включения или скопления крупных галек и валунов и мало песчаного и гравийного заполнителя.

Таким образом, в толще аллювиальных отложений всегда наблюдается закономерное изменение их гранулометрического состава от более тонких глинистых в верхних горизонтах к более грубым в нижних. В настоящее время современный аллювий принято делить на два горизонта: пойменный, отлагающийся в пределах пойменной части долины, и русловой, отлагающийся в русле реки. Такое подразделение толщи аллювиальных отложений необходимо и правильно, так как состав, состояние, условия залегания и физико-механические свойства руслового песчано-галечного аллювия существенно отличаются от пойменного, преимущественно глинистого. Это объясняется главным образом различными условиями осадкообразования в русле реки и в пределах поймы (рис. IV-3).

Русловой аллювий отлагается основным потоком реки при меженных уровнях. Формирование его подчиняется закономерности, определяющейся историей формирования долины и режимом реки. В долинах горных рек, развитие которых находится на стадии эрозионного вреза, где образование террас еще не наступило, распространен только русловой аллювий, представленный обычно крупнообломочным материалом — крупными галечниками, валунами, плохо окатанными глыбами.

Согласно Е. В. Шанцеру [1951 г.], при аллювиальном процессе в равнинных реках происходят одновременно эрозия и аккумуляция в результате действия внутренней динамики самой реки, разрабатывающей себе долину и в то же время отлагающей в ней влекомые по дну и взвешенные в воде наносы. Отмечая одновременность развития обоих процессов, Е. В. Шанцер указывает на неодинаковую их интенсивность на различных этапах формирования долины реки. На первых стадиях преобладает донная эрозия и начинается образовываться русловой,

гравийно-галечный аллювий. Затем, когда над донной эрозией начинает преобладать боковая, наряду с русловыми фациями накапливаются более глинистые, пойменные. Вследствие перемещения русла в пределах расширяющейся долины появляются старичные фации, отлагающиеся в старых, оставленных рекой участках русла.

В поперечном профиле долины равнинной реки всегда выделяется один берег подмываемый, другой намываемый. У подмываемого берега, где живая сила и глубина потока наибольшие, вырабатывается площадка (ложе реки), на которой отлагается русловой гравийно-галечный материал. Этот грубо-обломочный материал при перемещении русла перекрывается материалом более мелким, так как в сторону намываемого берега уменьшается как глубина потока, так и его живая сила. При перемещении русла ширина намываемой части берега обычно увеличивается.

При периодически проходящих паводках пойма заливается водой, и вследствие неровностей ее рельефа и неравномерных и меньших по сравнению с руслом реки скоростей движения воды здесь отлагаются в большинстве случаев наносы глинистого состава, которые перекрывают песчаные осадки, отложившиеся в русле. Так формируется надводная (в меженное время) надрусловая часть аллювиальной толщи — пойменный аллювий. Мощностью и характер его изменчивы. Обычно это глинистые и песчано-глинистые осадки (рис. IV-4).

Граница между пойменным и русловым аллювием всегда волнистая. Состав и строение пойменного, как правило существенно глинистого, аллювия непостоянны. Характерной его особенностью является зависимость состава от рельефа поймы. Так, например, небольшие понижения на поверхности поймы, представляющие собой следы прежних протоков и стариц, обычно выполнены пылеватым суглинистым или глинистым материалом, содержащим растительные остатки, торфяные прослой и залежи. Мощности таких отложений достигает 3—5 м и более. Эти образования представляют собой особую озерно-болотную фацию аллювиальных отложений. Повышенные участки поймы вдоль берегов реки — береговые валы — обычно сложены песками.

Накопление пойменного аллювия сопровождается также сносом на пойму делювиального материала со склонов долин и с более высоких террас, поступление которого обычно идет неравномерно. В большом количестве он отлагается в устьевых частях балок, оврагов, впадающих в долину, где местами образуются конусы выноса. Таким образом, толща аллювия в при-склоновых и притеррасовых частях обогащается делювиальным материалом, состоящим из щебня, галечника, песка и глины. Такой смешанный тип отложений Н. И. Николаев [1947 г.] предложил называть аллювиально-делювиальным. На этих уча-

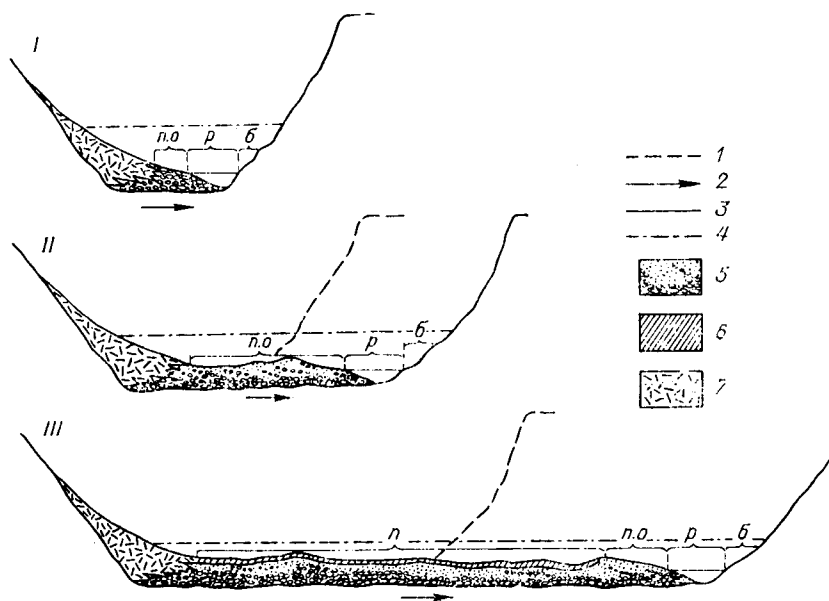


Рис. IV-4. Схема начальных стадий развития поймы в эрозионной долине (по Е. В. Шанцеру).

I—III — поперечные профили долины в три последовательные стадии ее развития; 1 — положение подмываемого берега в предыдущую фазу; 2 — направление смещения русла; 3 — горизонт меженных вод; 4 — горизонт высоких вод; р — русло; б — бечевник; п.о. — прирусловая отмель; п — пойма; 5 — русловый аллювий; 6 — пойменный аллювий; 7 — склоновые отложения.

стках поймы иногда происходит повышение ее уровня. Нередко в пойменных аллювиальных отложениях наблюдаются прослои погребенных почв, которые указывают на перерывы в накоплении аллювия.

Из приведенной характеристики видно, что условия формирования аллювиальных отложений своеобразны. Они обуславливают определенную закономерность в смене материала различного состава и его размещение в пределах пойменной части долины реки. Это позволяет выделять с инженерно-геологической точки зрения различные фации аллювиальных отложений разного состава и свойств, с определенными характерными для них условиями залегания.

Собственно пойменные отложения представлены обычно супесями, суглинками и глинами, залегающими почти сплошным покровом. Мощность их достигает нескольких метров. В них часто заметна слоистость, встречаются слои погребенных почв, а также линзы и прослои других пойменных образований. Все это создает некоторую неоднородность толщи пойменных аллювиальных отложений и анизотропность их свойств. Примеси и

прослой органического материала в аллювиальных глинистых отложениях обуславливают их повышенную гидрофильность, влажность, сжимаемость и пониженное сопротивление сдвигу. Пойменные глинистые отложения после спада полых вод подвергаются более или менее длительному просыханию до следующего затопления водой. Это способствует их уплотнению и повышению прочности. Однако в большинстве случаев они находятся в скрытопластичном или скрытотекучем состоянии. В районах недостаточного увлажнения, засушливых эти отложения могут обогащаться водорастворимыми солями. Среди таких отложений встречаются и типичные лёссовые.

Как было отмечено, пойменные глинистые аллювиальные образования обычно перекрывают русловые песчаные и песчано-галечные отложения, с которыми связаны грунтовые аллювиальные воды. Так как пойменные отложения обычно слабодо-проницаемые или водоупорные, грунтовые воды приобретают временный, а иногда и постоянный напор, измеряемый несколькими метрами.

Озерно-болотные старичные пойменные отложения представлены обычно илами суглинистого, супесчаного или глинистого состава. Они всегда сильно гумусированы, содержат прослой и линзы торфа, а иногда прослой тонкозернистых сильнопылеватых плавунных песков. Старичные отложения залегают в виде линз неправильной формы среди собственно пойменных отложений. Формирование их происходит всегда при полном насыщении водой, что усиливает проявление в этих отложениях коллоидных свойств и обуславливает их низкие строительные качества. Они почти всегда находятся в скрытотекучем состоянии, обладают малым сопротивлением сдвигу и сильной сжимаемостью.

Аллювиально-делювиальные отложения представлены супесями, суглинками и глинами. В толще этих преимущественно глинистых пород нередко наблюдаются примеси и включения грубого обломочного материала — гравия, щебня, гальки, а в присклоновых частях долин иногда встречаются и глыбы. Распределение этого материала в некоторых случаях сравнительно равномерное, чаще неравномерное, в виде гнезд, прослоев и линз.

Аллювиально-делювиальные отложения залегают обычно в основании коренных склонов долин или уступов высоких террас, образуя плоские шлейфы и конусы выноса, которые часто выклиниваются в толще собственно пойменных аллювиальных отложений или постепенно переходят в них. Эти отложения, как и собственно пойменные, подвергаются периодическому просыханию и смачиванию, что повышает их плотность и прочность. В засушливых районах они обогащаются водорастворимыми солями. Среди них также встречаются и типичные лёссовидные образования. Там, где на склоне, или в его основании, или

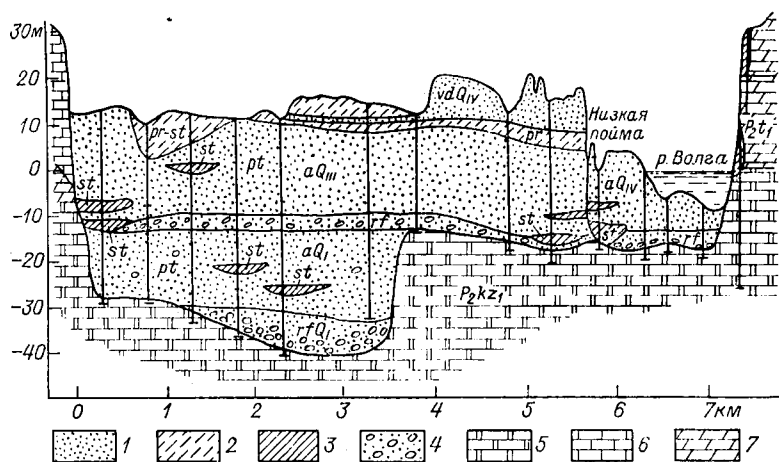


Рис. IV-5. Схематический геологический разрез через долину Волги по Водолеевскому поперечнику. Участок переуглубления в пределах речной долины пра-Волги.

1 — пески; 2 — суглинки; 3 — глины; 4 — гравийно-галечные отложения с валунами; 5 — доломиты; 6 — известняки; 7 — мергели; генетические типы: vdQ_{IV} — золово-делювиальные; aQ_{IV} — aQ_I — аллювиальные; фации: pr — пойменная; st — старица; pt — русловая; rf — размытия (базальный горизонт); стратиграфические типы: IV — современные; III — верхнечетвертичные; I — нижнечетвертичные; P_2kz_1 — отложения нижнеказанского подъяруса; P_2t_1 — отложения нижнетатарского подъяруса.

в уступе надпойменной террасы имеются выходы подземных вод, аллювиально-делювиальные отложения оказываются переувлажненными, а с поверхности заболоченными. Таким образом, аллювиально-делювиальные отложения могут находиться в различном состоянии: скрытопластичном, пластичном, а иногда и в скрытотекучем.

Заканчивая характеристику аллювиальных отложений, важно обратить внимание на развитие во многих речных долинах, особенно на платформе, переуглубленных участков (рис. IV-5), выполненных глинистым, песчано-галечным или глыбовым материалом. Эти переуглубления свидетельствуют о более древних эрозионных циклах развития долин. Наличие переуглублений со своеобразными условиями залегания в них рыхлых отложений требует особого изучения и инженерно-геологической оценки таких участков речных долин. Таким образом, при инженерно-геологическом изучении аллювиальных отложений необходимо учитывать особенности их распространения, условий залегания, состава, состояния, водоносности и др. Необходимо выявлять участки переуглублений и изучать выполняющие их отложения.

Пролювиальные отложения. Это осадки, образованные селевыми потоками горных рек или вообще временными потоками, возникающими в периоды интенсивного выпадения атмосферных

осадков или таяния снега и ледников в горах. Типичными пролювиальными являются осадки, слагающие конусы выноса в устьях горных рек. Эти конусы часто сливаются между собой и образуют на предгорных равнинах мощные шлейфы. К пролювиальным часто относят также осадки, отложившиеся в устьях оврагов, сухих балок, распадков, образованные временными потоками. Первый тип пролювиальных отложений принято относить к категории селевых, второй — к категории овражного пролювия.

Пролувий как определенный генетический тип континентальных отложений, так же как и делювий, впервые был выделен А. П. Павловым. Петрографически пролювиальные отложения могут быть самого различного состава — песчано-галечными, валунно-глыбовыми и глинистыми. Как указывал В. А. Приклонский [1952 г.], среди пролювиальных осадков можно выделить два типа с различными физико-механическими свойствами: 1) неотсортированные или плохо отсортированные, состоящие из глыб, щебня, валунов и гальки, часто плохо окатанных, с песчаным, супесчаным или суглинистым заполнителем, и 2) отсортированные пылевато-глинистые отложения лёссовидного облика, нередко обладающие характерными свойствами типичного лёсса. Эти два типа пролювиальных отложений нередко бывают связаны между собой серией переходных разновидностей. В устьях горных рек, где горные потоки, выходя на предгорные равнины или в межгорные депрессии, резко изменяют скорость своего течения, нагромождается грубый, слабоокатанный материал, в котором, как правило, отсутствует сортировка. В нем нередко встречаются крупные глыбы и валуны; органические остатки, в частности растительные, здесь редки.

С удалением от гор к равнинам состав и характер пролювиальных отложений постепенно изменяются: обломочный материал сортируется, валунов и галечников встречается все меньше, пролувий становится песчаным и супесчаным. В толще песков наблюдается слоистость, обычно косая и неправильная. Еще дальше от гор пески постепенно сменяются глинистыми осадками — суглинками, глинами, нередко лёссовидного облика.

Такова характеристика условий образования пролювиальных отложений, данная крупнейшим знатоком континентальных отложений А. П. Павловым. Некоторые исследователи среднеазиатских лёссов и лёссовидных пород [Мавлянов Г. А., 1941 г.; Воронов Ф. И., Дмитриев Н. И., 1940 г. и др.] так же, как и А. П. Павлов [1951 г.], считают, что исходный материал для их образования связан с пролювиальным процессом.

Для пролювиальных отложений характерны следующие особенности: 1) они отлагаются главным образом на предгорных равнинах или в межгорных депрессиях; 2) образуют обычно конусы выноса горных рек, пролювиальные шлейфы и покровы, занимающие значительные площади и нередко достигающие

большой мощности; 3) среди пролювиальных отложений наблюдаются как несортированные или плохо сортированные разно-сти — песчано-галечные и валунно-глыбовые, так и хорошо от-сортированные пылевато-глинистые, связанные между собой серией переходных типов; 4) однородные пылевато-глинистые пролювиальные отложения нередко имеют вид и свойства ти-пичных лёссовых пород, они склонны к просадкам, обогащены водорастворимыми солями, обладают высокой пористостью; 5) неоднородные разности отличаются значительными приме-сями и включениями грубообломочного материала, беспорядоч-ной или грубой косослоистой текстурой и неправильным чере-дованием линз и прослоев обломочного материала разного состава и свойств. Плотность и прочность этих образований выше, чем однородных отложений.

Выше было отмечено, что к пролювиальным часто относят также отложения, накапливающиеся в устьях оврагов, сухих балок, распадков, т. е. выделяют овражный пролювий. Это от-ложения песчано-глинистые, щебенистые, а иногда и глинистые. Они отлагаются обычно в основании склонов речных долин, где сливаются с типичными делювиальными образованиями, а ино-гда выклиниваются среди аллювиальных пойменных. Овражный пролювий сколько-нибудь значительного регионального распро-странения обычно не имеет. По своим физико-механическим свойствам он сходен с делювиальными отложениями.

Ледниковые отложения. К ним принято обычно относить различные моренные отложения. Среди морен различают основ-ные (донные) и конечные. Условия образования основной мо-рены сложны и разнообразны. Как указывают И. П. Герасимов и К. К. Марков [1939 г.], ранее считали, что основная морена образуется в результате эродирующего воздействия ледника на подстилающие его породы. Согласно этому взгляду, основная морена образовалась между подошвой ледника и поверхностью подстилающих его пород. Поэтому она и получила название донной. Согласно другим представлениям, основанным на изу-чении современных ледников, моренный материал первонач-ально был включен в самую толщу льда. Впоследствии, при таянии ледника, он накапливался на поверхности льда в виде слоя жидкой массы. Этот слой утолщался за счет вытаивания новых горизонтов внутриморенного материала. При полном стаивании ледника моренный материал высыхал и образыв-ался слой — покров основной морены. Таким образом, со-гласно этим взглядам материал основной морены никогда не был под толщей льда или только часть его образовалась под ледником. Сначала этот материал был внутриледниковым, по-том поверхностным и только после стаивания ледника отло-жился на подстилающие его породы в виде основной морены.

Условия образования основной морены должны были сущест-венно сказаться на формировании ее свойств. Если образование

основной морены происходило под подошвой ледника, она могла уплотняться под действием его веса и движения. Если она образовывалась путем вытаивания, уплотнение ее могло происходить только при последующем высыхании: либо под действием новых покровов ледника, либо под действием веса вышеотложившихся других осадков.

Наблюдения показывают, что ледниковые отложения типа основной морены всегда отличаются повышенной плотностью. Это вполне согласуется с условиями и способом их образования. Повышенная плотность моренных отложений определяется также и неоднородностью их гранулометрического состава, так как чем ближе содержание отдельных фракций в неоднородной породе к оптимальному, тем плотность ее выше. Оптимальным называют такое предельное содержание каждой из фракций, смесь из которых имеет наибольшую плотность. Этим, в частности, в значительной степени объясняется более высокая плотность моренных супесей и отчасти суглинков по сравнению с моренными глинами. Известно, что на тех участках, где распространены две или три моренные толщи, нижележащие имеют плотность более высокую, чем вышележащие.

Основные морены залегают в виде мощных толщ, а также в виде прерывистых покровов и разрозненных изолированных залежей сравнительно небольшой мощности. Мощные толщи морены обычно выполняют древние доледниковые депрессии. Покровы из морены чаще всего встречаются в междуречьях, на плоских водоразделах. Изолированные залежи моренных отложений известны как в пределах древних депрессий, в нижних горизонтах выполняющих их осадков, так и на водоразделах и древних террасах. Толщи и покровы ледниковых отложений могут состоять из одной, двух или даже трех основных морен, соответствующих различным эпохам оледенения или разным стадиям оледенения единой ледниковой эпохи.

Конечные морены по сравнению с основными распространены ограниченно. Они встречаются главным образом на отдельных участках по границе распространения последней (валдайской) стадии оледенения и указывают на остановки края ледника при его отступании или наступании, почему и носят название конечных. Наиболее отчетливо конечные морены выражены в Карельской АССР и Финляндии, где они образуют целый ряд грядобразных возвышенностей, вытянутых в определенном направлении. Среди конечных морен различают морены насыпные и морены напора. В образовании первых преобладала аккумулятивная деятельность ледника, доставляющего к своей краевой зоне огромные массы моренного материала. Образование вторых связано с дислокациями, с выпиранием движущимся ледником коренных пород, слагающих на его пути те или иные препятствия. Выпирание сопровождалось сильным смятием пород, их дроблением и включением в виде отдельных

глыб и отторженцев в толщу материала, передвигаемого ледником. Морены напора нередко сложены породами полностью неледникового происхождения, деформированными, смятыми под давлением ледника. Указанные формы нарушений пород называют гляциодислокациями.

Из приведенной характеристики условий образования ледниковых отложений следует, что среди них наиболее распространены отложения типа основной морены. Они и представляют наибольший интерес с инженерно-геологической точки зрения.

Моренные отложения отличаются, как правило, очень большой неоднородностью состава. Эта неоднородность не везде одинакова как по своему характеру, так и по степени. Основная масса морены обычно сложена глинистым материалом (глины, суглинки, супеси), образовавшимся в значительной части путем механического перетирания движущимся ледником более крупных обломков пород, а также путем эродирующего воздействия льда на подстилающие породы. Состав основной массы в толще морены неодинаков: в одних частях она более глинистая, в других менее глинистая, более песчаная, гравелистая, и т. п. Все эти изменения могут быть постепенными, плавными как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях, но нередко наблюдаются резкие переходы, придающие морене псевдослоистый облик с причудливым линзовидным и гнездовым залеганием отдельных разностей пород, ее слагающих. На севере Карелии и на Кольском полуострове морена обычно супесчаная и песчаная.

Поскольку основная масса морены образуется за счет продуктов механического разрушения коренных пород, подстилающих ледник, состав морены в какой-то степени отражает их состав. Так, например, на северо-западе европейской части СССР, севернее Балтийско-Ладожского глинта, морена обычно достаточно глинистая, имеет значительную мощность, цвет ее серый, синевато-зеленый. Такой состав морены обусловлен образованием ее за счет разрушения подстилающих синих кембрийских глин. Южнее глинта морена имеет небольшую мощность, становится более грубой, щебенистой, сильнокарбонатной, а цвет ее серым, белесоватым. Это объясняется тем, что здесь ее подстилают ордовикские известняки. Далее к югу находится область распространения красных девонских песчано-глинистых отложений. Здесь морена опять становится более мощной, более глинистой и приобретает яркие малиново-красные тона. В центре европейской части Советского Союза, в области развития черных верхнеюрских глин и глауконитовых глинистых песков, морена снова приобретает темную окраску, становится более глинистой и обогащается глауконитом.

Моренный глинистый материал всегда переполнен примесями и включениями грубого обломочного материала различных

размеров — от гравия и мелкого щебня до крупных глыб и валунов диаметром до нескольких метров. Весь этот грубый обломочный материал распределен в морене неравномерно, обуславливает неоднородность ее состава и характерные текстуры — бутовую, гнездовую, беспорядочную и порфировую.

Неоднородность моренных отложений нередко усиливается наличием прослоев, линз и карманов водонасыщенных песчаных пород, заключающих напорные воды и проявляющих себя как пльвуны. В моренах обычно также встречаются прослои, линзы и слои мягких глин, суглинков, часто ленточного типа, представляющих собой внутриморенные озерно-ледниковые образования.

Следовательно, ледниковым моренным отложениям присущи некоторые характерные особенности, связанными с условиями их образования. Наиболее важными из них с инженерно-геологической точки зрения являются следующие: 1) широкая распространенность и своеобразные условия залегания (мощные толщи, покровы, холмы, гряды); 2) большая неоднородность состава, структуры и текстуры; 3) значительные уплотненность и прочность; 4) наличие внутриморенных водоносных песчаных прослоев и линз слабых мягких глин и суглинков, создающих трудности при строительстве; 5) ледниковые моренные отложения на отдельных участках могут образовывать несколько горизонтов, разделенных между собой отложениями флювиогляциальными, озерно-ледниковыми и др. В заключение следует также отметить, что глинистые моренные отложения обычно легко размокают, а при промерзании сильно пучатся.

Водно-ледниковые отложения. К ним относят флювиогляциальные и озерно-ледниковые. Поскольку формирование их вызвано деятельностью ледника, они всегда в той или иной форме связаны с собственно ледниковыми отложениями. Флювиогляциальными являются отложения потоков талых ледниковых вод. Их подразделяют на два генетических типа — внутриледниковые, или интрагляциальные, и приледниковые, или перигляциальные. Как указывает Е. В. Шанцер [1966 г.], внутриледниковый тип флювиогляциальных отложений полностью подчинен собственно ледниковым отложениям и имеет с ними особенно тесную связь. Образование этих отложений своеобразно. Талые воды, двигаясь в толще льда по каналам и трещинам, рывинам и ложбинам, отлагали на своем пути влекомый ими материал — песок, гравий, гальку с валунами и др. Таким образом в толще собственно ледниковых отложений возникали внутриформационные флювиогляциальные образования в форме неправильных тел — залежей, линз, слоев и прослоев.

Талые воды, распространяясь за пределы ледника, образовывали приледниковый тип флювиогляциальных отложений, которые слагали по периферии ледника зандровые поля, зандровые конусы выноса, а также выполняли приледниковые ложбины стока, покрывая приледниковые равнины, низкие плоские

водоразделы и т. д. От интрагляциальных (внутрiformационных) они отличаются широким региональным распространением, выдержанностью по простиранию. Мощность таких толщ и покровов измеряется единицами, реже несколькими десятками метров. Представлены они также обычно хорошо отсортированными песками, гравием, галечниками. Среди этих пород иногда встречаются отдельные валуны и их скопления.

С флювиогляциальными отложениями постоянно связаны подземные воды, образующие водоносные горизонты, часто большой водообильности. Некоторые фации флювиогляциальных песков — мелко- и тонкозернистых, пылеватых — характеризуются типичными пльвинными свойствами. Флювиогляциальные отложения обычно имеют среднее и плотное сложение, поэтому служат надежным основанием для разнообразных сооружений.

К озерно-ледниковым относятся отложения озер, питание которых осуществлялось главным образом талыми водами ледника. Эти озера образовывались в замкнутых ложбинах, в котловинах, выпавших ледником, или в результате подпруживания талых вод льдом и ледниковыми отложениями. Следовательно, образование таких озер и накопление в них озерно-ледниковых отложений было тесно связано с жизнью и деятельностью ледника.

Среди озерно-ледниковых отложений, так же как и среди флювиогляциальных, выделяют два генетических типа — внутриледниковый и приледниковый. Первый встречается внутри собственно ледниковых отложений в виде линз, прослоев, залежей, второй — за пределами ледника, в приледниковой зоне. Эти отложения также залегают в форме линз, толщ, залежей неправильной формы. Простираются они обычно на небольшие расстояния — десятки, сотни метров и единицы километров. Характерно, что распространение озерно-ледниковых отложений по простиранию обычно прерывистое, соответствующее расположению озерных котловин. Мощность озерно-ледниковых отложений измеряется обычно единицами метров, достигает иногда 15—20 м, по составу они в основном глинистые.

Типичными представителями таких глинистых образований являются позднеледниковые и межморенные ленточные глины, широко распространенные на северо-западе европейской части СССР. Глинами их можно называть только условно, по текстурным признакам. Правильнее говорить о комплексе ленточных отложений, в составе которых встречаются глины, суглинки и супеси. Отложение их происходило в приледниковых озерах, в которые талыми водами сносился песчано-глинистый пылеватый материал. Крупнообломочный материал в них отсутствует. Внешние признаки ленточных глин весьма характерны. Отличительная особенность их состоит в ясно выраженной ленточной текстуре, обусловленной чередованием сезонных слоев

глинистых (зимних) и тонкопесчаных или пылеватых (летних). По своей текстуре они могут быть подразделены на тонкослоистые, у которых толщина слоев измеряется миллиметрами, и толстослоистые, у которых чередуются слои более толстые (до 5—6 см). У ленточных глин обычно различная окраска отдельных слоев: глинистые слои более темные, а песчаные и пылеватые более светлые.

В связи с четко выраженной тонкослоистой текстурой озерных отложений они анизотропны по свойствам (водопроницаемости, сопротивлению сдвигу и др). Ленточные отложения обычно характеризуются сравнительно высокими влажностью и пористостью и пониженной плотностью. Консистенция их неустойчивая, скрыто-мягкопластичная или даже скрытотекучая. Они сильно и неоднородно сжимаемы, имеют малое сопротивление сдвигу. При уплотнении обнаруживают значительные остаточные деформации. При промерзании сильно пучатся. Со строительной точки зрения являются породами слабыми.

Озерные отложения. Они обычно разнообразны; состав их зависит от климатических условий района, от местоположения озерного водоема, его размеров и глубины, характера окружающего рельефа и других факторов. В больших озерах условия осадконакопления могут приближаться к морским, устанавливается фациальная смена осадков от берега к центру водоема. У берега накапливается крупный галечный материал, далее следует пояс песков, а в центральной части водоема накапливаются глинистые осадки. В составе озерных глинистых отложений четвертичного возраста выделяются илы, супеси, суглинки, глины, а в составе озерных фаций коренных пород — глины, песчаные глины, аргиллиты, алевролиты и другие разности.

В районах с влажным климатом или с климатом избыточного увлажнения в пресноводных озерных бассейнах глинистые отложения всегда сильно обогащены органическими остатками. Среди них встречаются прослои и горизонты сапропелевых илов, торфа, углистые, кремнистые и известковистые разности, рудные горизонты (железные руды) и др. В засушливых районах в солоноватых и соленых озерных бассейнах глинистые отложения всегда обогащены химическими осадками — сернокислыми, галоидными солями и даже боратами. Здесь образуются галопелиты. Состав озерных отложений отражает также и сезонные климатические изменения в осадконакоплении. В них всегда четко выражена слоистость, часто тонкая, являющаяся одним из характерных их признаков. Так как озерные водоемы обычно имеют ограниченные размеры, то и площади распространения озерных осадков сравнительно невелики. Озерные отложения несравненно менее выдержанны по простиранию, чем морские, залегают в виде толщ небольшой мощности (до десятков метров), слоев и линз самых разнообразных размеров и форм; например, на поймах они имеют форму вытянутых рукавов.

По физическому состоянию озерные отложения могут быть различными. Среди четвертичных глинистых отложений известны разности мягкие, пластичные, текучие, обладающие малой плотностью и устойчивостью. Среди древнечетвертичных отложений и коренных пород глинистые озерные отложения имеют обычно плотное сложение, тугопластичную, полутвердую или твердую консистенцию.

С инженерно-геологической точки зрения для отложений озерного происхождения характерны следующие особенности: 1) ограниченное площадное распространение и небольшие мощности; 2) своеобразные условия залегания; 3) глинистые разности часто значительно обогащены органикой, различными солями и другими примесями; 4) характерна слоистость, часто тонкая у глинистых разностей, обуславливающая анизотропию свойств; 5) различное физическое состояние по плотности, пористости, влажности и консистенции.

Эоловые отложения. Они связаны с аккумулятивной деятельностью ветра. Такое происхождение, по мнению многих исследователей [Тутковский П. А., 1899 г.; Обручев В. А., 1929, 1933, 1948 гг.; Мавлянов Г. А., 1941 г.; Трофимов И. И., 1945 г. и др.], имеют лёссы, широко распространенные на юге европейской части СССР, в Средней Азии, в Западной и Восточной Сибири и в других районах Советского Союза. Типичными эоловыми образованиями являются барханные и дюнные пески пустынь и полупустынь, морских и озерных побережий и т. д. По вопросу о способе образования лёсса существует ряд гипотез, из которых широкой известностью пользуется эоловая. В разработке этой гипотезы большая роль принадлежит В. А. Обручеву, по мнению которого лёсс представляет собой породу, образовавшуюся в результате накопления атмосферной пыли на сухой травянистой степи в условиях сухого климата. Пыль, осевшая в степях, под влиянием почвообразовательных процессов превращается в лёсс со всеми свойственными ему признаками.

Рассматривая источники поступления пыли, В. А. Обручев отмечает, что лёсс может состоять из пыли, принесенной ветрами с поверхности пустынь, окаймлявших ледниковые покровы Европы и Азии во время ледниковых эпох и представлявших обширные площади морен и флювиогляциальных отложений, которые подвергались высыханию и выветриванию. Лёс может состоять также из пыли, вынесенной ветрами из пустынь, как современных, так и ранее существовавших, но не связанных с оледенениями. В этом случае пыль образуется в результате выветривания и развевания продуктов выветривания разнообразных коренных пород, делювия на склонах, пролювиальных отложений, аллювия сухих русел и др. В отличие от первичного лёсса, т. е. породы, образовавшейся эоловым путем, В. А. Обручев выделяет вторичный лёсс или лёссовидные породы, имею-

Т А Б Л И Ц А IV-3
Различия между лёссом и лёссовидными породами
(по В. А. Обручеву)

Характерные признаки	Лёсс	Лёссовидные породы
Материал	Эоловый, главным образом экзотический, т. е. принесенный со стороны	Делювиальный, аллювиальный, пролювиальный, ледниковый, часто местный
Строение	Неслоистость первичная и нормально-полная	Неслоистость вторичная и часто неполная
Крупность зерна	Убывает с удалением от области развевания	Зависит от крупности первичного материала
Фауна	Наземная со случайной примесью пресноводной или прибрежной вблизи водных бассейнов	Наземная, водная, прибрежная или смешанная
Мощность	Большая, до 400 м, но чаще от 10 до 70 м	Небольшая, 2—3 м за редкими исключениями
Общий характер	Однородный на больших площадях независимо от рельефа	Разнородный, быстро меняющийся в зависимости от рельефа
Условия залегания	Повсюду — на водоразделах, склонах, дне долин и на равнинах	На водоразделах только второстепенных, которые могли быть затоплены
Распространение	На сухих степях, вне пустынь современных или прежних	В некоторых местах пустынь, например в оазисах, на берегах рек, вокруг источников
Распределение	Зональное и закономерное относительно областей развевания и в зависимости от господствующих ветров и рельефа	Зональное, но только в зависимости от климата и наличия мелкозема, подвергающегося преобразованию в лёссовидную породу

щие облик лёсса, по образовавшиеся делювиальным, пролювиальным, аллювиальным и другим путем (табл. IV-3).

Однако следует отметить, что установление генезиса лёссовидных пород часто затруднительно и поэтому отличить их от лёссов практически бывает просто невозможно. Это в основном и явилось причиной появления различных точек зрения на условия образования их в тех или иных районах. В этом многие исследователи видят и подчеркивают суть лёссовой проблемы.

Не разделяя такого понимания лёссовой проблемы, отметим, что так как лёссовидные породы отличить от лёссов часто очень трудно или даже невозможно, целесообразно и правильно рассматривать их как единую группу лёссовых пород, как единый самостоятельный петрографический тип континентальных отложений, формирующихся при определенных условиях диагенетических изменений эоловых, делювиальных, пролювиальных, ал-

лювиальных и других осадков и образований в климатических условиях недостаточного увлажнения, развития степной растительности и фауны и определенного типа почвообразовательных процессов.

Формирование свойств лёссовых пород, как и любой другой осадочной породы, состоит в подготовке рыхлого материала, его переносе, накоплении, преобразовании в породу и ее изменении в недрах Земли. Геологические процессы на этих этапах в совокупности и формируют состав, строение и важнейшие свойства лёссовых пород. Развитие этих геологических процессов определяется: 1) климатическими условиями, в которых происходила подготовка рыхлого материала при выветривании различных горных пород в области сноса; 2) новейшими и современными тектоническими движениями, проявляющимися через рельеф, его энергию, градиенты, оказывающими влияние на интенсивность переноса и переработки рыхлого материала, его интеграцию и дифференциацию и направленность аккумуляции (т. е. прогрессивность или регрессивность осадочного процесса); 3) составом и состоянием разнообразных исходных пород, из которых происходит образование рыхлого материала лёссовых пород и в петрографическом составе которых в большей или меньшей степени проявляются унаследованные признаки исходных горных пород; 4) климатическими условиями области накопления рыхлого материала и его преобразования в лёссовые породы при литификации, и в первую очередь на ее первом этапе при диагенезе, когда формируются важнейшие их внешние признаки, макропористость, происходит «вызревание» состава и строительных качеств.

На основании анализа многочисленных данных наблюдений можно сделать вывод, что формирование лёссовых пород и их свойств, как и любых других осадочных пород, происходит при взаимодействии следующих процессов: разрушения исходных пород и сохранения наследственных признаков в петрографическом составе; дифференциации и интеграции и переработки рыхлого материала при его переносе; окончательном «вызревании» гранулометрического и минерального состава при аккумуляции и диагенезе; гравитационного и геохимического уплотнения и недоуплотнения и образования макропористости в лёссовых породах. Такова суть диалектики развития процессов формирования лёссовых пород. Не следует отдавать предпочтение каким-то одним процессам при изучении условий формирования лёссовых пород и их свойств, их необходимо рассматривать в комплексе.

Отмечая влияние генезиса осадков на формирование свойств лёссовых пород, необходимо обратить внимание на то важное значение, которое в этом отношении имеет этап литификации, т. е. этап превращения континентальных осадков в лёссовые породы, и затем изменение лёссовых пород в земной коре.

Лёссовые породы обладают многими характерными признаками, описание которых приведено в многочисленных работах, в том числе у В. А. Обручева [1933 г.], И. Н. Трофимова [1945 г.], В. А. Приклонского [1952 г.], Г. А. Мавлянова [1958 г.]. Автором в работах 1968, 1970, 1977 гг. и др. также приведено описание внешнего облика, состава, строения и свойств лёссовых пород и особо отмечено, что степень выраженности лёссовых признаков и свойств в известной мере определяется способом и условиями накопления осадков, из которых они сформировались. Наиболее благоприятными в этом отношении являются условия накопления осадков эоловым путем, менее благоприятными — делювиальным и пролювиальным и наихудшим — аллювиальным.

Довольно подробную характеристику лёссам как петрографически самостоятельной группе пород континентального происхождения дал геолог И. Н. Трофимов [1945 г.]. По его наблюдениям, а также по нашим данным и данным многих других геологов, лёссы обладают рядом следующих характерных и довольно устойчивых признаков и свойств: 1) цвет от желтовато-серого до бурого разных оттенков; 2) сложение рыхлое вследствие высокой пористости, наличия макропор и иногда крупных ходов землероев; 3) отдельность столбчатая; 4) минеральный и механический состав не связан с составом местных подстилающих пород, в них преобладают пылеватые (алевритовые) частицы, содержание которых достигает 90—95 %; 5) строение толщ однородное, местами со следами неясной слоистости, выражающейся в неравномерном вертикальном распределении отдельных признаков и в изменении гранулометрического состава; 6) распространение региональное при покровном залегании на различных орографических элементах, независимо от гипсометрического положения последних; 7) обычно значительное содержание солей, главным образом карбонатных и сульфатных; 8) в сухом состоянии обладают большой связностью, обеспечивающей хорошую устойчивость вертикальных откосов; 9) водопроницаемость значительная, причем в вертикальном направлении, вследствие наличия вертикальных канальцев, трещин и местами ходов землероев, она выше, чем в горизонтальном; 10) очень быстро размываются и легко размокают в воде; 11) избыточное увлажнение резко уменьшает их механическую прочность и у просадочных разностей вызывает деформации уплотнения.

Из приведенных данных видно, что лёсс обладает рядом характерных признаков; из них с инженерно-геологической точки зрения особенно важны следующие: 1) макропористость, 2) высокая пылеватость, 3) часто высокое содержание солей, главным образом карбонатных и сульфатных, 4) легкая размываемость и размокаемость, 5) склонность к просадкам при увлажнении, 6) условия залегания в виде мощных толщ и покровов. Эти

признаки являются следствием своеобразных условий образования лёссового материала и последующего его изменения при литификации.

Важнейшим обязательным диагностическим признаком лёссовых пород является их макропористость. Она определяется наличием макропор в форме трубочек, канальцев и других видимых невооруженным глазом пустот, пронизывающих породу в вертикальном направлении. При отсутствии макропористости в породе континентального происхождения, даже если у нее имеются другие, казалось бы, характерные признаки лёссовой породы (состав, окраска, отдельность и др.), не следует ее относить к этому типу. Поэтому при изучении лёссовых пород необходимо в первую очередь обращать внимание на их текстуру и главным образом на макропористость, размер макропор, их форму, ориентировку, количественное распределение в породе по простиранию и глубине, характер поверхностей (открытые они или выполнены каким-либо материалом), на оплывание стенок и исчезновение макропор.

Гранулометрический состав лёссовых пород, как было отмечено выше, достаточно характерен. В них преобладают пылеватые (алевритовые) частицы, содержание которых достигает 75—80 и даже 90—95 %. Такой состав лёссовых пород наблюдается буквально повсеместно, где бы они ни были распространены, и на самых различных глубинах залегания слагаемых ими слесей, толщ и покровов. Все это показывает, что лёссовые породы являются примером среди разнообразных осадочных обломочных и глинистых пород в том отношении, что их гранулометрический состав достиг оптимального вызревания.

Кривая распределения фракций лёссовых пород одновершинна, одномодальна, симметрична, крутосклонна, имеет малый разброс предельных фракций, характеризует гомогенный, наиболее зрелый их гранулометрический состав. В петрографии осадочных пород [Рожков Г. Ф., 1980 г.] такие рафинированные кривые распределения, т. е. «очищенные» от примесей других фракций, считаются откликом на природную механическую дифференциацию рыхлого материала в процессе образования осадочных пород.

Скорость формирования гранулометрического состава осадков зависит от количества расходуемой энергии при том или ином способе образования осадочных пород. В лёссовых породах вызревание гранулометрического состава происходит, по-видимому, на всех этапах их формирования: при подготовке рыхлого материала, при его транспортировке, накоплении и диагенетическом преобразовании. На всех этапах заметное влияние на переработку рыхлого материала оказывают морозные процессы.

При переносе рыхлого материала ведущая роль в формировании гранулометрического состава лёссовых пород принадле-

жит его дифференциации и имеют значение наследственные факторы. При аккумуляции и диагенезе главное значение имеют процессы интеграции, проявляющиеся в формировании структурных связей в осадке и породе и соответственно водонепостоянных и водонепостоянных агрегатов. Любопытно, что формирование гранулометрического состава лёссовых пород сопровождается и формированием минерального состава их доминирующей алевритовой фракции, в которой всегда основную роль играет такой устойчивый против выветривания и механического разрушения минерал, как кварц.

Из сказанного следует, что гранулометрический состав лёссовых пород формируется в результате совокупного действия различных процессов.

Лёссовые породы обычно водонепостоянны, они легко и быстро размокают и размываются. Поэтому в районах их распространения широко развиты овражно-балочные явления, образование сплывов и оползней и солифлюкционные подвижки. Наиболее важная их особенность состоит в склонности многих разновидностей к просадкам. Просадочные явления связаны с изменением плотности сложения пород при их доуплотнении под влиянием увлажнения.

Просадки нередко хорошо выражены в рельефе в виде блюдцеобразных плоских понижений, западин, ложбин и воронок, встречающихся как единично, так и группами и занимающих большие площади. Просадки, т. е. быстрое, часто катастрофически быстрое уплотнение лёссовых пород, вызывают серьезные деформации и разрушения построенных на них сооружений. Поэтому при проектировании и строительстве сооружений на этих породах одной из важнейших задач является оценка степени их просадочности.

Свойства лёссовых пород, как и любых других осадочных пород, изменяются под влиянием различных эпигенетических процессов, процессов выветривания, при воздействии инженерных сооружений.

Из изложенного видно, что для инженерно-геологической оценки свойств лёссовых пород и прогноза их поведения при возведении инженерных сооружений важно знать генезис лёссов или, точнее, за счет какого типа осадков они образовались и какова степень измененности их свойств.

Лёссовая проблема в инженерной геологии имеет два аспекта — практический и научный. Практическая ее сторона определяется исключительно широким распространением лёссовых пород, легкой их размокаемостью, размываемостью и просадочностью. Поэтому условия использования территорий и строительство сооружений в районах их распространения особые, они регламентируются специальными строительными нормами и правилами, определенными принципами, необходимостью соблюдения осторожности и некоторых ограничений и осу-

ществления мероприятий для обеспечения устойчивости сооружений и нормальных условий их эксплуатации.

Надо отметить, что практическая сторона лёссовой проблемы является главной, решающей и глобальной, выражающей ее суть в инженерной геологии. Для успешного решения практических вопросов строительства сооружений на лёссовых породах необходимо изучать процессы формирования их состава, состояния и свойств, природу их легкой размокаемости, размываемости и просадочности, прогнозировать их развитие и решать вопросы рационального использования территорий и их охраны. Все это определяет научную направленность исследований по лёссовой проблеме.

Лагунные породы

Эти породы являются особым типом отложений шельфа. Исходя из условий накопления среди них следует различать осадки собственно лагун — небольших мелководных бассейнов, частично отделенных от морского бассейна перемычкой, осадки дельт и осадки эстуариев.

Основной особенностью условий накопления лагунных отложений, как указывает Д. В. Наливкин [1933 г.], является ненормальная соленость лагунных бассейнов. В зависимости от интенсивности испарения или от обилия притока пресных вод наблюдается понижение или повышение солености воды, что отражается на составе этих отложений. Опреснение лагун обычно связано с поступлением в них мощных потоков речных вод с суши, которые вместе с тем обуславливают и обильный принос обломочного терригенного материала. Этот материал и образует дельтовые, эстуариевые и другие терригенные прибрежные осадки. В дельтах равнинных рек они преимущественно глинистые, часто отличаются тонкой зернистостью и отсортированностью. Их накоплению благоприятствуют отсутствие в приустьевых частях рек сильных морских течений и коагуляция тончайшего глинистого материала, приносимого реками, при взаимодействии его с соленой морской водой. Здесь же под воздействием соленых вод выпадают в осадок и вещества, приносимые реками в виде истинных и коллоидных растворов (соли Ca, Fe, Si, Al и др.).

Среди лагунных дельтовых отложений в значительных количествах накапливаются также органические, главным образом растительные, остатки. В засоленных лагунах вследствие ничтожного притока пресных вод и значительного испарения происходят концентрация солей и их осаждение. Терригенные осадки (особенно глинистые) здесь играют также существенную роль.

Площадь распространения лагунных отложений может быть различной и, как правило, измеряется десятками или даже

сотнями квадратных километров. Мощность их всегда значительная и измеряется сотнями метров.

В составе дочетвертичных лагунных отложений наряду с глинами широко распространены песчаники, встречаются известняки, каменный уголь и толщи различных солей (гипса, ангидрита, мирабилита, каменной соли, калийных солей и др.).

Отличительные признаки лагунных отложений — их сильная изменчивость по простираанию и отсутствие маркирующих горизонтов, прослеживающихся на значительные расстояния. Поэтому сопоставление разрезов в них нередко представляет значительные трудности. Эти отложения образуют мощные толщи, среди которых породы различного состава слагают пласты, залежи, линзы, в большинстве случаев резко выклинивающиеся по простираанию. Местами же они постепенно фациально замещаются другими петрографическими разностями пород. Для лагунных отложений характерно также часто наблюдающееся тонкое переслаивание пород разного состава. Все это характеризует их как образования, неоднородные по составу и в целом анизотропные по свойствам. Второе, не менее важное обстоятельство, которое необходимо учитывать при инженерно-геологической оценке лагунных отложений, — это их соленосность. Соли встречаются в них как в дисперсном (рассеянном) состоянии, в виде мелких кристаллов, их скоплений, в составе цемента, так и в виде пластовых залежей, линз, а иногда и мощных толщ.

По физическому состоянию лагунные отложения неоднородны. Дочетвертичные, как правило, характеризуются повышенной уплотненностью и находятся в твердом и полутвердом состоянии, а четвертичные и особенно современные в большинстве случаев слабо уплотнены и имеют мягкопластичную или даже текучую консистенцию.

Морские породы

Породы морского происхождения распространены очень широко. В европейской части СССР они составляют значительную часть разреза кембрийских, девонских, каменноугольных, пермских, триасовых, юрских, меловых, палеогеновых, неогеновых и частично четвертичных отложений. Среди последних наиболее известны различные слабые глинистые породы, такие, как хвалынские глины Заволжья, новокаспийские в Прикаспийской впадине, польдиевые и литориновые на севере и северо-западе Русской платформы, голоценовые в Прибалтике и лиманно-морские в Присивашской низменности и по побережью Черного моря. Современные морские осадки встречаются в зоне шельфа, континентального склона и открытого океана. Состав их весьма разнообразен.

Основным условием накопления морских глинистых отложений является отсутствие значительных движений воды, что по-

чти всегда имеет место на батинальных и особенно на абиссальных глубинах. Там весьма незначительны климатические и сезонные изменения состава воды, привнос терригенного и пелагического материала, движение масс воды и т. д. Поэтому на обширных пространствах континентального склона и особенно ложа океана сохраняются сравнительно однообразные условия седиментации осадков, тогда как в зоне шельфа они более переменны. Здесь заметно влияние медленных тектонических колебательных движений, различных климатических и сезонных изменений, рельефа прибрежной зоны и морского дна, течений водных масс, волновых явлений, неоднородности солевого состава и солёности воды, привноса терригенного материала, развития органической жизни и других факторов. Поэтому области накопления глинистых отложений в зоне шельфа распространены более ограниченно, а песчаных, галечных и других грубообломочных — более широко.

На картах современных морских бассейнов области абиссальных и батинальных глубин занимают большую часть площади морей и океанов. Поэтому области накопления глинистых отложений распространены значительно шире областей, в которых накапливаются более грубые отложения. Интересно заметить, что подобная картина в распределении осадков должна, казалось бы, наблюдаться и в бассейнах прошлого, т. е. среди коренных пород. Однако, как указывает Д. В. Наливкин [1933 г.], соотношение в распределении этих пород наблюдается как раз обратное. Наиболее широко распространены осадки шельфа, осадки батинальной зоны распространены ограниченно, а осадки абиссальной зоны почти отсутствуют. Такое соотношение он объясняет малой изученностью и трудностью выделения абиссальных осадков в ископаемом состоянии. Поэтому ниже рассматриваются наиболее широко распространенные породы, образовавшиеся из осадков, накопившихся в зоне шельфа.

По условиям образования эти морские отложения можно подразделить на прибрежные и более глубоководные. Прибрежные глинистые отложения, как указывает Д. В. Наливкин, образуются в изолированных обособленных участках моря: заливах, участках, отгороженных островами, обособленных проливах и т. п. Все эти области моря характеризуются близостью к берегу, небольшой глубиной и отсутствием значительных волноприбойных явлений и движений воды. Благоприятны для накопления прибрежных глинистых отложений низкие берега, сложенные глинистыми породами. Характерными петрографическими признаками прибрежных глинистых отложений являются следующие.

1. Меньшая площадь распространения по сравнению с более глубоководными. Однако с точки зрения возможных размеров строительных площадок прибрежные глинистые отложения можно считать вполне выдержанными по простираннию.

2. Сравнительно большая мощность, хотя значительно меньшая, чем у глубоководных отложений, так как бассейны, с которыми связано образование прибрежных отложений, в общем были кратковременными.

3. Некоторая неоднородность состава, обусловленная примесями песка, местами даже гравия, а иногда и наличием песчаных линз и прослоек.

4. Слоистость тонкая или толстая грубая, иногда неправильная. Среди прибрежных отложений встречаются глинистые массивной или неяснослоистой текстуры.

5. Местами обогащенность растительными остатками.

6. Сульфидные соединения железа (пирит) как следствие местной зараженности прибрежных зон сероводородом.

7. Иногда включения гальки, и в том числе глинистой гальки, щебня, кусков угля, торфа, целых раковин или их обломков.

8. Следы морской ряби на поверхности слоев, струек воды, отпечатки дождевых капель, града, бугорков и ямок (как результат восхождения газовых пузырьков), отпечатки, слепки и псевдоморфозы по кристаллам соли, следы течения пластического осадка, отпечатки следов ползания животных, трещины и многоугольники высыхания и др.

9. Тесная связь и сопряженность по простиранию с наземными отложениями или постепенный переход к более глубоководным осадкам.

Прибрежные песчано-галечные отложения образуются на обширных пространствах. Основным фактором, способствующим их образованию, является значительная скорость движения воды, обусловленная волноприбойными явлениями, течениями и отчасти приливами и отливами. В соответствии с этим, как отмечает Д. В. Наливкин, пески и галечники распространены в прибрежной полосе на более или менее значительных глубинах, иногда вдали от берега в области развития сильных донных течений и узких заливах с большими приливами и отливами. Ширина полос, в пределах которых распространены прибрежные песчано-галечные отложения, различна. Обычно она не превышает нескольких километров, хотя на отдельных участках значительно уменьшается, а на других увеличивается. Мощность их измеряется десятками и сотнями метров, особенно она возрастает на участках впадения рек, выносящих в море обломочный материал.

Более глубоководные отложения, образовавшиеся на глубине от 20 до 200 м, занимают значительно большую часть поверхности шельфа и постепенно переходят в область распространения батиальных илов. Отличительные признаки этих отложений следующие.

1. Огромные площади распространения и, следовательно, большая выдержанность по простиранию.

2. Значительная и выдержанная мощность, измеряемая нередко сотнями метров и более.

3. Глинистый вещественный состав (гранулометрический, минеральный) более однородный, чем у прибрежных отложений.

4. Как правило, хорошо выраженная макро- и микрослоистость, обычно более правильная, чем у прибрежных отложений.

По содержанию различных примесей они подразделяются на песчаные, кремнистые, карбонатные, глауконитовые, битуминозные и углистые. Песчаные разности отличаются примесями песчаного материала и более широким распространением на небольших глубинах. Кремнистые опоквидные отличаются повышенным содержанием кремнезема. Обычно кремнезем распространен в виде скелетных образований радиолярий, кремневых губок и диатомей. Глинистые отложения, обогащаясь кремнеземом, постепенно переходят в кремнистые.

Карбонатные глинистые отложения, отличающиеся большим или меньшим содержанием карбоната кальция, встречаются на самых различных глубинах. Источником для обогащения их карбонатами являются скелеты животных или продукты разрушения берегов, сложенных карбонатными породами. Обогащаясь карбонатами, глинистые отложения постепенно переходят в мергели, известковые мергели и другие карбонатно-глинистые породы.

Глауконитовые глинистые отложения имеют примеси глауконита, придающие им зеленый цвет. Битуминозные глинистые отложения образуются в результате превращения органических остатков в анаэробной среде в углеводородные соединения. Процессы распада органических веществ и полимеризация углеводородов происходят физико-химическим путем при участии различных бактерий и их ферментов и неорганических катализаторов. Углистые глинистые отложения образуются в результате обогащения их продуктами распада растительных остатков. Среди глубоководных отложений эти разности встречаются редко, так как на больших глубинах растительных остатков накапливается мало.

Таковы основные петрографические признаки морских отложений. Важно подчеркнуть, что они обычно очень широко распространены, по условиям залегания это мощные толщи и пласты. Вещественный состав (гранулометрический и минеральный) этих отложений весьма однороден. Из текстурных признаков для них характерна слоистость, которая обуславливает некоторую анизотропность их свойств (главным образом водонепроницаемости и сопротивления сдвигу). Некоторые морские глинистые отложения отличаются повышенным содержанием органики, растворимых солей, а в зависимости от примесей они могут быть песчанистыми, карбонатными, кремнистыми, глауконитовыми, углистыми и битуминозными.

По физическому состоянию морские глинистые отложения могут быть твердыми, полутвердыми, скрытопластичными (затвердевшие), пластичными и текучими. Песчано-галечные отложения имеют плотное, средней плотности и рыхлое сложение. Коренные глинистые породы обычно уплотнены, находятся в твердом или полутвердом состоянии и относятся к породам полускальным.

*Основные выводы из изучения условий образования
рыхлых несвязных и мягких связных горных пород*

Из приведенного описания основных генетических типов рыхлых несвязных и мягких связных отложений можно сделать вывод, что их образование в конечном итоге сводится к аккумуляции обломочного и тонкодисперсного материала, возникающего в результате физических и химических процессов разрушения исходных горных пород. В зависимости от условий накопления этого материала образуются породы, характеризующиеся особыми своеобразными петрографическими признаками (табл. IV-4). По этим признакам представляется возможным судить о распространении и выдержанности залегания пород по мощности и простиранию, об анизотропии свойств и возможном состоянии. Генетические признаки предопределяют прочность пород при воздействии на них нагрузки, устойчивость на склонах, в откосах, в стенках котлованов, в подземных выработках, а также обуславливают способ их разработки и строительную категорию. По геолого-петрографическим признакам пород определяют методику, состав и объем лабораторных, разведочных и опытных работ при инженерно-геологических исследованиях. Они являются основой для инженерно-геологической оценки обломочных и глинистых пород как основания, среды или строительного материала для проектируемых сооружений.

Образовавшиеся тем или иным способом отложения еще не являются горными породами. Эти отложения под влиянием различных факторов литификации (окаменения) претерпевают изменения и превращаются в горные породы. Ниже рассматриваются процессы литификации осадков (отложений), т. е. процессы превращения их в осадочные горные породы и дальнейшего изменения в земной коре.

IV-3. О формировании свойств песчаных и глинистых пород

Одной из важнейших теоретических проблем инженерной геологии является изучение процессов, обусловивших формирование физического состояния и свойств горных пород во время их образования и изменения в земной коре. Современное состояние изученности природы физико-механических свойств горных пород показывает, что эти свойства зависят от многих факторов, основными из которых являются следующие.

1. Способ и условия образования горных пород, определяющие их петрографический тип, структуру, текстуру, условия и форму залегания.

2. Вещественный состав, структура, текстура, сложение, характер и прочность структурных связей, определяющие физико-химическую активность горной породы во взаимодействии с окружающей средой и сопротивляемость внешним воздействиям.

3. Современное структурно-геологическое положение горных пород в земной коре, определяющее их естественное напряженное состояние и степень нарушенности залегания (приуроченность к складчатой области, платформе, структуре того или иного порядка, глубина залегания).

4. Физико-географические условия существования горных пород в приповерхностных горизонтах земной коры, определяющие их влажностный и температурный режим, гидрогеологические условия, характер и интенсивность экзогенных процессов.

5. Процессы, под воздействием которых горные породы постоянно подвергаются изменениям при выветривании, литификации, метаморфизме, тектонических нарушениях.

6. Искусственные факторы, возникающие при вскрытии горных пород глубокими выемками, подземными выработками, при разгрузке и разуплотнении, пригрузке и дополнительном уплотнении, осушении и изменении влажностного режима, при усилении или ослаблении действия подземных и поверхностных вод, изменении температурного режима горных пород.

7. Физическое состояние горных пород, характеризующееся естественной влажностью, плотностью, пористостью, трещиноватостью, кавернозностью, закарстованностью, температурным состоянием, напряженностью и др.

Знание закономерностей формирования и природы физико-механических свойств горных пород позволяет:

1) давать оценку прочности и устойчивости горных пород;
2) прогнозировать условия строительства сооружений или улучшения территорий;

3) предвидеть характер и интенсивность современных геологических процессов;

4) прогнозировать изменение свойств горных пород при изменении их естественного напряженного состояния, влажностного и температурного режима;

5) определять методику и технические условия улучшения свойств горных пород;

6) определять рациональный состав и методику лабораторных и полевых исследований физико-механических свойств;

7) давать рекомендации о рациональном плане организации строительных работ при подготовке территории для застройки, при вскрытии и разработке месторождений полезных ископаемых, при вскрытии котлованов, организации осушения и др.;

Геолого-петрографические признаки обломочных и глинистых отложений,

Генетические типы	Распространение	Мощность	Условия залегания
<i>Континент</i>			
Элювиальные	Преимущественно на водораздельных пространствах, пологих склонах, реже под днищами долин	Единицы, редко десятки метров; обычно весьма изменчива по протяжению	Пластообразные залежи, линзы, гнезда, карманы
Делювиальные	На водоразделах, склонах и в их основании	Единицы, реже десятки метров	Покровы, пласты, часто слагают делювиальные шлейфы в основании склонов
Коллювиальные	На наклонных поверхностях водоразделов, на горных склонах и в их основании	Единицы или несколько десятков метров	Накопления обвалов, осыпей и россыпей, каменные реки, конусы осыпей, шлейфы
Аллювиальные Пойменные Русловые	В современных и древних долинах рек	Единицы, редко десятки метров	Пластообразные залежи, слои, толщи
Проллювиальные	На предгорных равнинах и в межгорных долинах	Десятки и сотни метров	Покровы, толщи; слагают периферические части конусов выноса, предгорные шлейфы
Ледниковые	На водораздельных пространствах и в древних доледниковых депрессиях	Единицы, реже десятки метров	Покровы, толщи, линзы
Водно-ледниковые Флювиогляциальные	Равнины, водораздельные пространства	Единицы, реже десятки метров	Покровы, толщи, залежи, линзы, слои, прослои
Озерно-ледниковые	Ледниковые озерные котловины	От единиц до 10—15 м	Толщи, линзы, залежи

имеющие значение для их региональной инженерно-геологической оценки

Однородность состава	Слоистость	Характерные особенности отложений
<i>тальные</i>		
Степень однородности различна на разных стадиях выветривания	Отсутствует, реже следы реликтовой	Имеют тесную связь с подстилающими коренными породами
В большинстве случаев неоднородные	Неясная, часто неправильная	Умеренная глинистость, иногда примеси и включения грубо-обломочного материала, часто лёссовидные облик и свойства. В южных районах засолены
Неоднородные	Отсутствует	—
Сравнительно однородные	Правильная, тонкая, часто неясная	Умеренная глинистость, часто большое содержание растительных остатков
Однородные	Неправильная косая	Хорошо отсортированные пески, гравий, галечники; обычно водоносные
Сравнительно однородные	Правильная	Умеренная глинистость, повышенная пылеватость, часто лёссовидные облик и свойства, повышенное содержание солей
Обычно весьма неоднородные	Отсутствует	Умеренная глинистость, повышенная пылеватость, большая неоднородность состава, включения валунов, а также линз и прослоев водоносных песков. Часто образуют несколько горизонтов в разрезе
Однородные	Грубая, чаще отсутствует	Хорошо отсортированные пески, гравий, галечники с отдельными валунами и их скоплениями; обычно водоносные
Сравнительно однородные	Тонкая, часто ленточная	Высокие глинистость, пылеватость, влажность, пористость. Ленточная слоистость

Генетические типы	Распространение	Мощность	Условия залегания
Озерные	В древних и современных котловинах, на аллювиальных и приморских равнинах	Единицы, реже десятки метров	Толщи, слои, линзы
Болотные	Ограниченное, локальное, на слабо дренируемых равнинах и низинах	Единицы метров	Маломощные толщи, слои, линзы
Эоловые Глинистые	Широкое, региональное; на различных орографических элементах, независимо от гипсометрии		Покровы, толщи
Песчаные	Пустыни, полупустыни, приморские равнины	Единицы, часто десятки метров	Дюны, барханы, поля развевания
<i>Лагун</i>			
Лагунные	Широкое, региональное	Десятки и сотни метров	Толщи, внутри которых обычно неправильное (по простираанию и мощности) переслаивание пород разного состава
<i>Мор</i>			
Морские	Очень широкое, региональное	Сотни метров	Мощные толщи

8) обосновывать выбор показателей свойств горных пород для расчетов распределения в них напряжений, горного давления, равновесия горных пород в откосах, на склонах, на оползневых участках, прочности и устойчивости целиков пород и оснований сооружений, их осадки и др.;

9) давать необходимые исходные материалы для конструирования новых машин, выполняющих бурение скважин, разрушение, рыхление, экскавацию, дробление горных пород, их транспортировку, складирование и т. д.

Таким образом, проблема формирования физико-механических свойств горных пород имеет большое научное содержание и практическое значение.

Т А Б Л. IV-4

Однородность состава	Слоистость	Характерные особенности отложений
В большинстве случаев однородные в пределах отдельных слоев	Правильная, часто тонкая	Невыдержанны по простиранию, часто с хорошо выраженной слоистостью — ленточностью; в южных районах засолены
Обычно недостаточно однородные	Правильная	Высокое содержание растительных остатков, а также слоев, прослоев, линз торфа; свойства определяются свойствами торфа
Весьма однородные	Обычно неясная	Макропористые, сильнопылеватые, обладают характерной столбчатой отдельностью, карбонатные; в южных районах засолены
		Хорошо отсортированные пески
<i>ные</i>		
Однородные в пределах отдельных слоев, пластов	Правильная	Большая сложность разреза, частое переслаивание пород разного состава. Характерно содержание водорастворимых соединений (гипс, ангидрит, и др.) как в дисперсном виде, так и в виде линз, прослоев, пластов, жил
<i>ские</i>		
Обычно однородные	Правильная	Большая однородность состава и выдержанность по простиранию и мощности

В процессе формирования осадочных пород начиная с момента аккумуляции осадков до глубокого их изменения при метаморфизме или выветривании можно выделить две стадии — диагенез и катагенез. Так как формирование песчаных и глинистых пород в значительной степени зависит от физико-географических условий среды, особенно на первой стадии литификации, диагенетические изменения осадков субаквального и субаэрального происхождения имеют различный характер и приводят к различным результатам. Эти различия отражаются и на формировании их строительных свойств.

Диагенетические изменения осадков субаквального происхождения. Известно, что основная масса осадочных пород обра-

зовалась из осадков субаквального происхождения и главным образом морских. Море является областью аккумуляции минерального вещества, здесь формируются мощные толщи отложений на обширных пространствах, составляющие главную массу осадочной оболочки земной коры.

Диагенез осадков субаквального происхождения проявляется в изменении их состава, состояния и свойств. Эти изменения развиваются одновременно, но различны по своему характеру. Описание процессов диагенеза дано в ряде работ по петрографии осадочных пород. Впервые сравнительно подробное теоретическое объяснение многих явлений, происходящих при диагенезе глинистых осадков, дал Н. М. Страхов [1953, 1960, 1963 гг.]. Многие данные, приведенные в его работах, позволяют понять и природу строительных свойств осадочных пород.

Благодаря исследованиям Н. М. Страхова и других советских ученых в настоящее время известно, что физико-химическая обстановка в зоне диагенеза глинистых осадков весьма своеобразна и резко отличается от обстановки в слоях воды над осадком. Осадки, как правило, имеют высокую влажность (90—100 % и более), что благоприятно для развития в них весьма обильного и разнообразного бактериального населения и активизации различных геохимических процессов. Характерной особенностью илов является также высокая концентрация в иловой воде ряда химических элементов, во много раз превышающая содержание их в наддонной воде. В десятки, а иногда и в сотни раз выше и окисляемость иловых вод.

Важными характеристиками физико-химической обстановки современных осадков (илов) являются окислительно-восстановительный потенциал E_h и показатель кислотно-щелочных условий pH . В самых верхних горизонтах осадков, на глубине до 20—25 см, среда окислительная (E_h от +300 до 0), ниже становится восстановительной (E_h до —500). При этом наиболее низкие значения E_h наблюдаются в верхних десятках сантиметров восстановительной зоны. Активная реакция pH осадков также значительно отличается от активной реакции вод бассейна: pH осадков всегда несколько выше pH наддонной воды. Воды морей и океанов обычно имеют щелочную реакцию, $pH = 7,8 \div 8,2$.

Следовательно, свежееотложившиеся глинистые осадки попадают в обстановку новую, в физико-химическом отношении своеобразную, далекую от какого-либо нормального соотношения (равновесия) их с окружающей средой. Это и предполагает естественную неизбежность их диагенетических изменений.

Если фациальные и гидродинамические условия таковы, что происходит аккумуляция только грубообломочного материала (щебенистого, гравелистого, песчаного), отличающегося малой дисперсностью, малой удельной поверхностью, хорошей водопроницаемостью, физико-химические условия в толще осадка мало отличаются от наддонных условий бассейна, диагенетические

процессы протекают здесь своеобразно. В результате главным образом волноприбойных явлений происходит переотложение, перебивание материала, его дробление и перетирание, то смыв, то вновь отложение и т. д. Гидродинамические процессы, вызывая колебательные движения в осадке, способствуют более плотной его укладке, т. е. формированию более плотного сложения. В этих условиях развиты главным образом механические процессы, мало сказывающиеся на изменении вещественного состава осадка. Такие диагенетические процессы протекают в слое осадков небольшой мощности, зона диагенеза здесь составляет единицы метров.

Таким образом, грубообломочный осадок, пройдя стадию диагенеза, оказывается мало петрографически измененным, и только в отдельных случаях, вследствие некоторого уменьшения скорости движения водных масс по мере удаления от зоны волноприбоя и ослабления гидродинамических явлений, обломки покрываются налетами, изменяется их окраска, на них осаждаются взвеси глинистого и коллоидного материала, происходят вымыв этого материала в осадок и иногда некоторая его цементация.

Наиболее существенные изменения при диагенезе претерпевают глинистые осадки (илы). Известно, что всякая дисперсная система при соответствующих условиях может изменить свое состояние в результате образования макро- и микроагрегатов. Так и глинистые осадки, попадая в зону диагенеза, образуют микроагрегаты в результате простого прилипания минеральных частиц друг к другу под влиянием сил взаимного притяжения, склеивания их коллоидными пленками или цементации осадка. С образованием микроагрегатов изменяются степень дисперсности осадка, его гранулометрический состав и соответственно влагоемкость, водопроницаемость и другие свойства.

Значительные изменения происходят также и в минеральном составе глинистых осадков. Новые данные показывают, что в составе современных и древних субаквальных осадков основная масса породообразующих глинистых минералов имеет терригенное (аллотигенное) происхождение. Однако эти минералы, попадая в новые физико-химические условия, не остаются неизменными, они могут разрушаться и переходить в новые. Одновременно образуются новые диагенетические минералы. Существенное значение в формировании минерального состава глинистых осадков имеет органическое вещество.

В период накопления глинистых осадков в водном бассейне свободная вода в них преобладает над связанной. Влажность этих осадков обычно равна 90—100 % и более. При такой влажности свежотложившиеся глинистые осадки (илы) находятся в сильно гидратированном — текучем или скрытотекучем — состоянии. Вглубь от поверхности осадка влажность его заметно уменьшается (рис. IV-6).

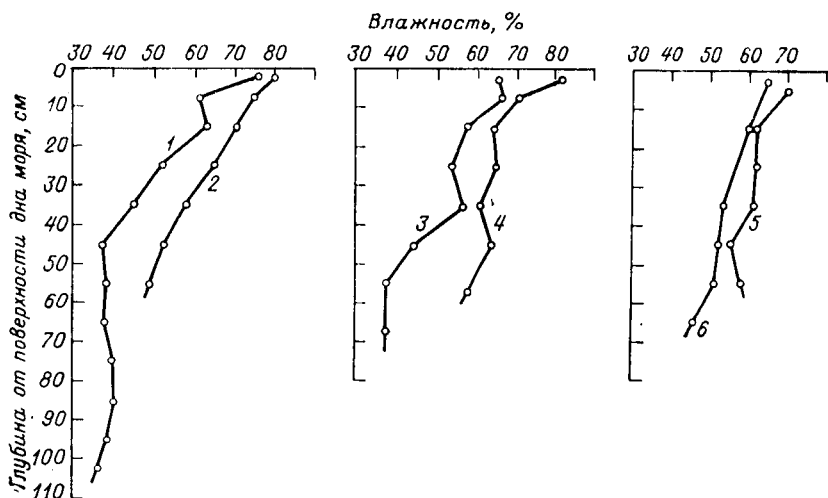


Рис. IV-6. Изменение влажности илов Каспийского моря с глубиной (по С. В. Бруевич).
1—6 — номера станций.

Дегидратация глинистых осадков начинается обычно с момента их отложения и состоит в высвобождении сначала свободной, а затем физически связанной воды, в переходе ее в свободную, в непрерывном движении воды со все возрастающей скоростью из области повышенного уплотняющего давления на глубине к области пониженного уплотняющего давления у поверхности. Этому способствуют возникновение и развитие явлений синерезиса — сближения частиц под влиянием поверхностных сил при частичном вытеснении воды.

Дегидратация осадка, естественно, вызывает изменение его физического состояния и свойств. В самых приповерхностных горизонтах морского или озерного дна илы, имея очень высокую влажность, как правило, находятся в явнотекучем состоянии. С глубиной, по мере уменьшения естественной влажности, они становятся скрытотекучими или скрыто-вязкопластичными.

На рис. IV-7 видно, что на глубине 4 м естественная влажность ила уменьшилась примерно в 3 раза, в среднем до 80 %. При влажности 75—80 % и менее илы, как правило, не проявляют явнотекучего состояния, хотя естественная влажность их по-прежнему может быть и выше предела текучести. В результате потери илами значительного количества свободной воды при уплотнении структурные связи их упрочняются и придают им некоторую прочность и устойчивость. При нарушении естественного сложения, при механическом разрушении структурных связей илы переходят в текучее состояние без изменения влажности. Изменение состояния илов с глубиной устанавлива-

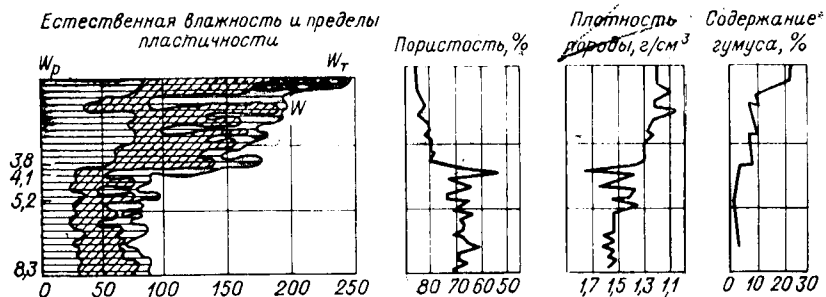


Рис. IV-7. Изменение состояния и свойств прибрежных илов Финского залива (по В. И. Савельеву).

ется и по другим показателям, например по изменению пористости. В самых приповерхностных горизонтах пористость ила достигает 85 %, а с глубины 4 м она, как правило, меньше 70 %. Соответственно изменяется и плотность ила от 1,2 до 1,5 г/см³ (рис. IV-7).

Таким образом, при диагенетических изменениях илы теряют значительное количество влаги и из явнотекучего состояния переходят в скрытотекучее или скрыто-вязкопластичное, уменьшается их пористость, возникают и постепенно упрочняются структурные связи. Следует заметить, что значения показателей, характеризующих состояние илов (естественная влажность, пористость, коэффициент пористости, плотность), весьма своеобразны и существенно отличаются от значений, характеризующих состояние глинистых пород, претерпевших ту или иную степень литификации. Следовательно, эти значения могут служить мерой исходного состояния глинистых осадков, при котором начинается их диагенез.

Одновременно с изменением состояния илов изменяются и свойства, что подтверждается результатами изучения их сжимаемости (рис. IV-8). До глубины 2,0—2,5 м илы имеют начальный коэффициент пористости $>3,0$, достигающий на глубине 0,35 м — 6,27. При приложении первой незначительной нагрузки 0,025—0,05 МПа они дают резкую и значительную осадку. Илы с глубины 3,0—5,0 м имеют начальный коэффициент пористости $<3,0$ и сжимаются меньше, а с глубины 7,5 м при нагрузках до 0,25 МПа слабосжимаемы, начальный коэффициент пористости их меньше 1,0. Следовательно, в зоне диагенеза современных глинистых осадков с глубиной уменьшается их пористость и соответственно увеличиваются плотность и сопротивляемость действию нагрузки. Поэтому сжимаемость уменьшается.

Следует заметить, что диагенетические изменения глинистого осадка происходят в толще, измеряемой единицами, реже 10—15 м, а не десятками метров, как считают некоторые исследователи. На глубине 8—10 м (не более 15—20 м) в таких отложениях, как правило, устанавливается такой влажностный и

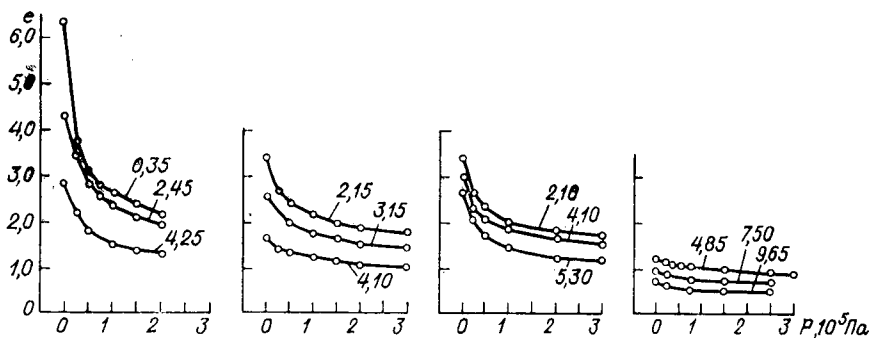


Рис. IV-8. Компрессионные кривые морских илов (по В. И. Савельеву).
 e — коэффициент пористости; P — вертикальная нагрузка; цифры у кривых — глубина отбора проб, м.

вообще физико-химический режим, при котором господствующее значение приобретают физико-химические и физико-механические процессы, а биохимические становятся подчиненными. С этой глубины заметно снижается темп изменений состава и физического состояния отложений и они приобретают облик, типичный для породы. В песчаных и песчано-галечных отложениях мощность зоны диагенеза меньше, чем в глинистых, и не превышает 3—5 м.

Диагенетические изменения осадков субаэрального происхождения. В строгом смысле слова собственно субаэральными являются только эоловые песчаные и частично глинистые лёссовые породы (лёссы). Многие другие континентальные образования — элювиальные, делювиальные, пролювиальные и аллювиальные — могут быть только частично субаэральными. Сущность диагенетических изменений субаэральных осадков и вообще континентальных изучена еще недостаточно. Поэтому ниже рассматриваются условия развития диагенетических процессов только на примере глинистых субаэральных отложений.

Глинистые осадки субаэрального происхождения (эоловые), накапливаясь на поверхности суши, прежде всего подвергаются воздействию почвообразовательных процессов, которые преобразуют их в глинистые породы (лёссы) и наделяют характерными особенностями состава, состояния и свойств. Аналогичным преобразованиям подвергаются также и другие континентальные отложения, например делювиальные, пролювиальные и отчасти аллювиальные (пойменный аллювий). Из них также формируются глинистые породы, похожие на лёссы, называемые поэтому обычно лёссовидными.

Почвообразовательные процессы с геологической точки зрения можно рассматривать как процессы диагенетические, а почву, подобно илу, накапливающемуся на дне водоемов, как

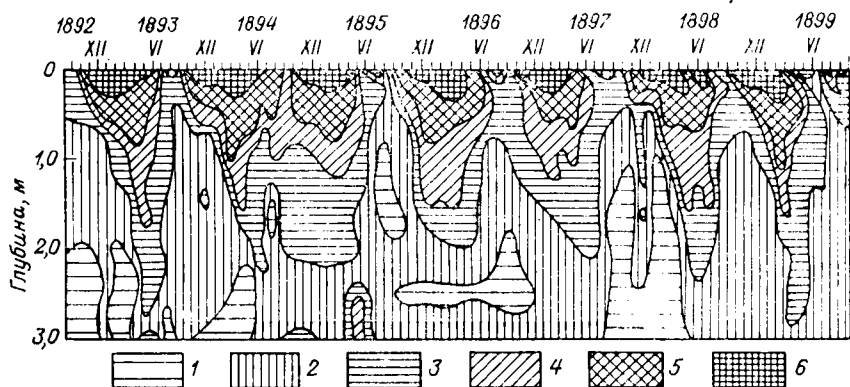


Рис. IV-9. Изменение влажности черноземных почв и подстилающих их пород на юге Украины в Велико-Анадольском опытном лесничестве (%).
1 — 10—12,5; 2 — 12,5—15; 3 — 15—17,5; 4 — 17,5—20; 5 — 20—25; 6 — >25.

первую стадию изменений субаэральных осадков при литификации. В. И. Вернадский еще в 1904 г. указывал на некоторое сходство илов, слагающих дно океанов, с почвами, покрывающими сушу, потому что как те, так и другие «мало могут быть названы горными породами». «Почвы и морская грязь (илы,— В. Л.) покрывают весь Земной шар, все горные породы, но в отличие от последних, как и в их распространении, так и в их составе резко сказываются географические факторы Земного шара».

Естественно, что почвообразовательные процессы имеют диагенетическое значение только при нормальном развитии осадко-накопления, при прогрессивном развитии литификации. При преобладании денудации над аккумуляцией осадков, т. е. при регрессивном развитии литификации, почвообразовательные процессы активно участвуют в формировании коры выветривания. Таким образом, они могут иметь двойственное значение в формировании свойств глинистых пород: одно при литификации осадков, другое при выветривании горных пород.

Следовательно, при образовании субаэральных осадочных пород диагенетические процессы суть процессы почвообразовательные. Почвы как среда, в которой протекает диагенез, отличаются интенсивным развитием биогенных и физико-химических процессов, высоким содержанием перегнойного вещества, органических коллоидов, повышенной минерализацией почвенных вод. Они постоянно находятся под влиянием суточных, сезонных и многолетних изменений физико-географических, климатических условий, регулирующих интенсивность диагенетических процессов (рис. IV-9).

Изменения состава глинистых осадков субаэрального происхождения при диагенезе проявляются прежде всего в степени

их дисперсности. Атмосферная пыль, попадая на поверхность суши, сравнительно быстро вовлекается в сферу воздействия как экзогенных, в том числе морозных, так и биогенных процессов при почвообразовании. В результате этого в свежееотложившемся осадке получают развитие противоположно направленные процессы — раздробление частиц и образование микро- и макроагрегатов. Последнему способствует уплотнение осадка под влиянием давления фильтрационных потоков воды, поступающей в почву из атмосферы, давления, возникающего от усадки почвы при испарении влаги, давления, оказываемого корнями растений и микроорганизмами, пронизывающими почву. Образование агрегатов происходит в результате коагуляции коллоидов при замерзании и высыхании почвы, а также в результате склеивания минеральных частиц почвенными коллоидами, перегноем и другими органическими и минеральными соединениями. Возникновению агрегатов могут способствовать и другие факторы, например, некоторые первичные минералы (полевые шпаты, слюды, амфиболы и др.) при почвообразовательных процессах оказываются неустойчивыми и разлагаются. В результате этого в почве увеличивается содержание вещества в тонкодисперсном коллоидном состоянии, которое и усиливает процессы образования агрегатов, т. е. процессы интеграции частиц.

Микро- и макроагрегаты изменяют дисперсность осадков, их гидрофизические свойства. Такие изменения наиболее заметны в самых верхних горизонтах почвенного покрова. С глубиной часть агрегатов, менее устойчивых и прочных, под воздействием влаги разрушается и дисперсность отложений вновь частично увеличивается. Все это в совокупности и приводит к вызреванию их гранулометрического состава.

При почвообразовательных процессах под влиянием организмов и почвенных растворов некоторым изменениям подвергается и минеральный состав осадков. Происходящие при этом процессы отличаются сложностью и разнообразием. С изменением минерального состава осадков изменяются и их свойства. С этой точки зрения важно прежде всего выяснить, какие парагенетические группы глинистых минералов могут возникать и сохраняться в рассматриваемых почвах, в своеобразных условиях зоны диагенеза.

В составе субаэральных осадков, поступающих на поверхность суши, могут встречаться различные глинистые минералы, но физико-химические условия в почвах степной зоны благоприятны для сохранения и развития минералов из группы монтмориллонита и гидрослюд, что подтверждается многочисленными исследованиями. Окислы, образующиеся в результате разложения растительных остатков и разрушения некоторых минералов, могут вступать во взаимодействие друг с другом, в результате чего возникают минералы, более устойчивые в данных

физико-химических условиях среды, например, из глинистых — минералы группы монтмориллонита и гидрослюд. Эти минералы наряду с перегноем и определяют основные свойства черноземных и сероземных почв, в том числе высокую емкость поглощения.

В почвах степной зоны создаются благоприятные условия для образования карбонатов. Эти почвы постоянно обогащаются значительным количеством углекислоты, выделяющейся при распаде органических остатков, а также в процессе жизни населяющих почву организмов. В результате взаимодействия углекислоты с основаниями, освобождающимися при разложении органических остатков и некоторых минералов, происходит образование солей угольной кислоты. Они выделяются в различной форме, особенно разнообразны отложения углекислого кальция. Они равномерно пронизывают (цементируют) почву, не обнаруживая заметных скоплений, или образуют палеты, натёки, пятна, разнообразной формы стяжения. Обогащение почвы карбонатами обуславливает насыщенность ими почвенных растворов, а поглощающего комплекса кальцием и магнием. Это ослабляет проявление глинистых свойств у почвы, способствует образованию агрегатов, упрочнению структурных связей. При почвообразовательных процессах происходят и другие сложные и разнообразные изменения минерального состава глинистых осадков, однако их значение в формировании свойств глинистых отложений пока недостаточно изучено.

В вещественном составе почвенного покрова зоны степей высоко содержание органического вещества, особенно в самой верхней его части, что обуславливает интенсивность биогенных и геохимических процессов. В ходе этих процессов происходит разложение органического вещества, и поэтому с глубиной его содержание постепенно уменьшается, часто до долей процента на глубине 1,0—1,5 м. С уменьшением органического вещества заметно изменяются и свойства почвенных отложений.

Из приведенного видно, что в зоне диагенеза осадков субаэрального происхождения наблюдаются явления, сходные с явлениями, происходящими в осадках субаквальных.

Особенности состава почвенного слоя субаэральных осадков обуславливают большую их влагоемкость, липкость, пластичность, набухаемость и значительную деформируемость при увлажнении. С глубиной заметно увеличивается плотность почвенных отложений и уменьшается их пористость (рис. IV-10). В самых верхних горизонтах, где сосредоточена основная масса корней растений, пористость достигает 50—60 % и характеризует значительную рыхлость отложений. В нижних горизонтах она заметно уменьшается с уменьшением количества корней растений (рис. IV-11). После их отмирания и разложения в почвенном слое и подстилающих его породах остаются пустоты — каналцы, пронизывающие их главным образом в вер-

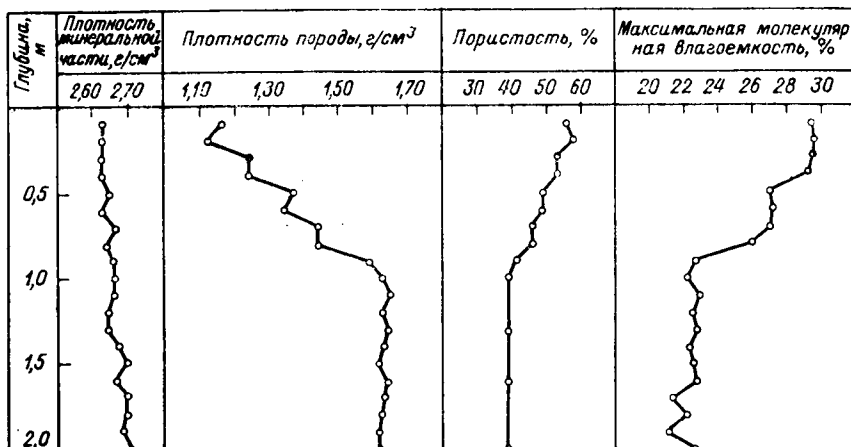


Рис. IV-10. Изменение физических свойств черноземов с глубиной в районе Каменностенной опытной станции (по Н. Ф. Лебедеву).

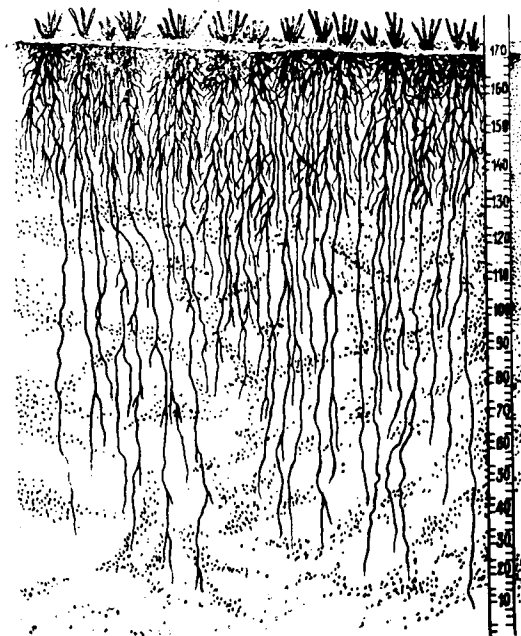


Рис. IV-11. Распределение корневой системы травянистых растений в черноземе на Кубани (по П. А. Качинскому).

тикальном направлении. По этим каналцам — макропорам — облегчается инфильтрация почвенных растворов, при испарении которых на стенках макропор образуются натеки, налеты, а часто макропоры оказываются полностью выполненными теми или иными соединениями, среди которых обычно преобладают карбонаты. Так возникает макропористость в субаэральных и некоторых других континентальных отложениях, являющаяся основным диагностическим признаком лёссов и лёссовидных пород. При увеличении плотности отложений с глубиной возрастает и прочность структурных связей.

В результате диагенетических изменений субаэральные осадки превращаются в глинистые породы, обладающие определенными внешними признаками и своеобразными физико-механическими свойствами.

Условия развития катагенеза песчаных и глинистых пород. Песчаные и глинистые осадки под влиянием процессов диагенеза превращаются в горные породы. При развивающемся осадконакоплении они перекрываются новыми толщами отложений, постепенно погружаются на все большие и большие глубины земной коры, где в новых геохимических условиях под влиянием процессов катагенеза происходят дальнейшие изменения их состава, состояния и свойств.

В связи с постепенно увеличивающимся гравитационным уплотняющим давлением с глубиной постепенно уменьшается влажность пород и соответственно затухает бактериальная жизнь. Поэтому биохимические процессы, имеющие первостепенное значение в зоне диагенеза, в зоне катагенеза становятся подчиненными. Повышается с глубиной и температура пород, но в разных районах с разной скоростью — от 3—5 °C на 100 м в молодых складчатых областях до 1 °C на 100 м в районах кристаллических щитов.

Весьма существенным фактором катагенеза являются подземные воды, пропитывающие осадочные толщи и циркулирующие в них по отдельным горизонтам, трещинам или зонам трещин. Подземные воды в той или иной геологической обстановке находятся в большей или меньшей взаимосвязи с поверхностью земли, и это определяет их динамичность и соответственно изменение состава и состояния с глубиной, т. е. вертикальную зональность. Как известно, в зоне катагенеза для подземных вод типичным является развитие следующих трех основных подзон, различающихся по условиям режима вод, характеру и степени их минерализации.

Верхняя подзона активного водообмена имеет подземный сток с большими динамическими ресурсами и характеризуется преимущественно пресными гидрокарбонатными, иногда сульфатными, а в засушливых районах и сульфатно-хлоридными водами. Средняя подзона затрудненной циркуляции подземных вод имеет замедленный водообмен с поверхностными водами.

Воды здесь обычно характеризуются повышенной минерализацией и по составу являются переходными от сульфатных к хлоридным. Для нижней подзоны застойного режима характерен весьма замедленный водообмен, отчего здесь в силу гравитации, диффузии и других физико-химических процессов формируются воды и рассолы высоких концентраций, иногда почти до предельного насыщения хлорнатриево-кальциевого типа.

С глубиной, особенно в глинистых породах, все больше и больше проявляется недостаток кислорода и условия становятся восстановительными. Одновременно с увеличением минерализации вод неуклонно возрастает pH, среда становится щелочной.

После превращения глинистых осадков в глинистые породы продолжается их уплотнение, которое сопровождается миграцией из них влаги, цементацией, а также кристаллизацией солей из отжимаемых водных растворов. В процессе уплотнения и дегидратации некоторые компоненты твердой фазы глинистых пород подвергаются перекристаллизации и приспосабливаются к условиям повышенных давления и температуры. В результате этого возникшие в глинистом осадке — в иле — структурные связи усиливаются, упрочняются, глинистая порода постепенно утрачивает текучесть, а затем пластичность и приобретает свойства полутвердого тела. Естественно, что эти преобразования сопровождаются упрочнением не только всей породы в целом, но и отдельных составляющих ее микроагрегатов и агрегатов. Гранулометрический состав такой породы существенно отличается от состава исходного осадка или той же породы, подвергшейся меньшей степени литификации. Различия эти проявляются в изменении степени дисперсности вследствие образования прочных микроагрегатов.

Некоторые изменения при катагенезе глинистых пород наблюдаются в составе минералов-примесей. Изучение различных глинистых толщ показывает, что в их вертикальном разрезе обычно можно выделить отдельные горизонты, зоны, пачки, резко различающиеся по составу глинистых минералов. Состав основных породообразующих глинистых минералов в процессе катагенеза изменяется незначительно. Зона катагенеза, по-видимому, наследует состав, сформировавшийся в период седиментации и диагенеза глинистых осадков. Эти обстоятельства позволяют использовать минеральный состав тонкодисперсной части глинистых пород для стратификации глинистых толщ и восстановления палеогеографических условий их накопления.

При катагенезе некоторые изменения происходят в минеральном составе песчаных пород. Так, несомненным является преобразование обломочных слюд, представленных в основном биотитом [Симонович И. М., 1966 г.]. Этот процесс заключается в их мусковитизации и гидратации и сопровождается переходом двухвалентного железа в трехвалентное, частичным выносом его из кристаллической решетки и замещением ионами алюми-

ния. Вместе с этим идет замещение ионов калия ионами гидроксония. Например, в шокшинских песчаниках, развитых в юго-восточной части Балтийского щита, отчетливо прослеживаются постепенные переходы от полуразложившихся листочков биотита к крупночешуйчатым агрегатам серицита. Предполагается, что обломочные слюды первоначально замещаются гидрослюдами, а затем превращаются в серицит. С катагенезом связаны и изменения в составе цемента песчаных пород. Например, в тех же шокшинских песчаниках устанавливается перераспределение окислов железа, которые первоначально, вероятно, были равномерно рассеяны по всей массе цемента этих пород.

А. Г. Коссовская и В. Д. Шутов [1955, 1956, 1957 гг.] в разрезе Западного Верхоянья установили зоны, различающиеся по ряду структурных и минеральных признаков: 1) зона глинистого цемента, 2) зона хлоритового и хлорит-кварцевого цемента, 3) зона регенерационного цемента или кварцитовидных структур и 4) зона кварц-роговикового и слюдистого цемента. Первые две зоны характеризуют различные этапы катагенеза, третья и четвертая относятся к стадии начального метаморфизма.

Н. Г. Логвиненко [1956, 1957 гг.] в среднекаменноугольных отложениях Большого Донбасса установил интересные изменения глинистого материала в осадочных породах при катагенезе и выделил: 1) зону нормального катагенеза, характеризующуюся присутствием рыхлых и слабо сцементированных, мало измененных пород с глинистым, глинисто-карбонатным и опал-халцедоновым цементом; 2) зону прогрессивного катагенеза, характеризующуюся развитием плотно сцементированных песчаников с кварц-карбонатно-глинистым и хлоритовым цементом и 3) зону начального метаморфизма, характеризующуюся плотными метаморфизованными осадочными породами с развитием кварцевого, серицитового и серицит-хлорит-карбонатного цемента, т. е. зону, в пределах которой глинистое вещество полностью превращено в новые минералы. Первая зона распространена на площади, переходной от платформы к геосинклинали, вторая — в периферийной части Донецкой геосинклинали и третья — во внутренней ее части.

По мере углубления от поверхности земли минерализация подземных вод постепенно повышается и в зоне затрудненного водообмена нередко достигает нескольких граммов сухого остатка на литр, а в зоне весьма затрудненного водообмена часто 200—250 г/л, т. е. значений, свойственных рассолам. Эти рассолы пропитывают горные породы, и в том числе глинистые, по отдельным водопроницаемым слоям, трещинам, зонам трещин. Так как растворимость различных солей разная, то при повышении минерализации подземных вод в недрах земной коры из них последовательно начинают кристаллизоваться раз-

личные соли. В первую очередь выпадают в осадок карбонаты кальция и магния, происходит карбонатизация пород.

В верхней части зоны катагенеза наблюдается большая динамичность — активность — карбонатов, большая обогащенность ими пород. Эту часть зоны катагенеза выделяют как подзону карбонатизации. Здесь нередко наблюдаются следы замещения глинистых минералов, зерен доломита и кварца кальцитом. При этом кристаллы кальцита отличаются совершенной огранкой и имеют следы вторичного наращивания [Рухин Л. Б., 1961 г.]. Характерной особенностью подзоны карбонатизации является также и доломитизация пород. Подземные воды, содержащие в своем составе хлориды и сульфаты магния, при взаимодействии с известковистыми породами в условиях повышенной минерализации и щелочности вод могут способствовать образованию доломита, доломитизации пород. Карбонатизация пород способствует уменьшению их гидрофильности, упрочнению структурных связей, переходу пород в более твердое состояние. Все это повышает жесткость и прочность песчаных и глинистых пород, т. е. улучшает их строительные качества.

Наряду с этим следует отметить, что при повышении минерализации подземных вод с глубиной, после выпадения в осадок карбонатов, иногда начинается кристаллизация сульфатов кальция — гипса и ангидрита. Последние встречаются в песчано-глинистых породах как в тонкодисперсном виде, так и в виде вышолнений пустот и пор, крупных кристаллов, жил, линз, слоев. Естественно, что обогащение пород такими водорастворимыми солями, как гипс и ангидрит, является фактом неблагоприятным с инженерно-геологической точки зрения.

Для нижней части зоны катагенеза характерны повышенная активность кремнекислоты по сравнению с углекислотой, обогащение пород кремнеземом, иногда замещение карбонатов кварцем [Рухин Л. Б., 1961 г.]. Поэтому ее выделяют как подзону окварцевания пород. Это преобразование состава пород на более глубоких горизонтах земной коры улучшает их качества.

Таким образом, при катагенезе в осадочных породах происходят заметные изменения вещественного состава. Наиболее важным из них является дегидратация пород, сопровождающаяся цементацией и соответственно повышением их плотности, упрочнением структурных связей и повышением жесткости, прочности и устойчивости в целом.

При диагенезе и катагенезе некоторые изменения происходят в структурах и текстурах осадочных пород. Так, в результате кристаллизации коллоидов, перекристаллизации различных минеральных образований и возникновения микроагрегатов в глинистой породе образуется больше частиц и агрегатов алевритовых и псаммитовых размеров. Поэтому структура их часто из пелитовой постепенно может преобразоваться в алевропелитовую, алевритовую и псаммитовую.

Наиболее существенные изменения происходят в структурных связях породы. В свежееотложившемся осадке, представляющем собой по существу гидрогель, они незначительны, только возникают и по своему характеру являются тиксотропно-коагуляционными. По мере дегидратации и уплотнения глинистых осадков эти связи усиливаются вследствие отделения большого количества свободной воды. При дальнейшей дегидратации и уплотнении возникают и постепенно развиваются конденсационно-кристаллизационные связи, порода утрачивает пластичность и приобретает жесткость и свойства полутвердого тела; прочность ее постепенно возрастает, и, таким образом, глинистая порода становится типичной полускальной.

Заметные изменения наблюдаются также в структуре песчаных пород, особенно на этапе их глубинного катагенеза, когда порода достигает высшей степени литификации, причем существенно изменяется ее первоначальный облик. Для глубинного катагенеза характерно развитие структур растворения под давлением. Преобладающим типом среди них являются структуры взаимного приспособления (конформные). Непосредственно соприкасающиеся между собой кварцевые зерна вследствие частичного растворения на контактах оказываются тесно сопряженными друг с другом по сложноизвилистым поверхностям. Происходит регенерация кварцевых зерен вследствие переотложения кремнезема, освобожденного в процессе растворения под давлением. Сближение кварцевых зерен при формировании структур растворения в совокупности с заполнением регенерационным кремнеземом поровых пространств приводит к образованию характерной структуры породы. Частичное выполнение пор может происходить также привнесением цемента, особенно на начальном этапе катагенеза. Под влиянием всех этих процессов песчаные породы могут приобрести «сливную» массивную текстуру и высокую прочность.

При диагенетических и особенно эпигенетических преобразованиях пород высокое уплотняющее давление ориентирует согласно слоистости кристаллизацию новых минералов, что еще больше усиливает слоистую текстуру пород и формирование структур напластования. При этом обычно более четко выявляются смена петрографического состава пород в вертикальном разрезе и образование разделов между слоями. При хорошо выраженной слоистой текстуре, например, отвердевшие глинистые породы легко расслаиваются на плитки и часто очень тонкие пластинки. Породы с такими текстурами характеризуются резко выраженной анизотропией водных и механических свойств, у них четко выявляются поверхности и зоны ослабления.

Несколько иные изменения текстуры наблюдаются у лёссовых глинистых пород, т. е. пород субаэрального происхождения, важнейшим диагностическим признаком которых является макропористость. Сохранность макропор с глубиной постепенно

ухудшается, типичные макропористые лёссовые породы переходят в деградированные, т. е. в обычные глинистые породы. Изменение текстуры лёссовых пород связано с их гравитационным уплотнением, обычно сопровождающимся изменениями влажностного режима.

Вследствие различных катагенетических преобразований осадочных пород изменяются их состояние и свойства. Показателями, характеризующими эти изменения, кроме чисто внешних признаков служат их естественная влажность, плотность и пористость. Если, например, свежееотложившиеся глинистые осадки имеют плотность скелета $0,6-0,8 \text{ г/см}^3$, то у сланцеватых аргиллитов она обычно близка к плотности их минеральной части и достигает $2,65-2,70 \text{ г/см}^3$. Соответственно изменяются пористость (от 75—80 до 1—2 %) и коэффициент пористости (от 3—4 до 0,09 и меньше). Следовательно, диапазон изменений состояния и свойств глинистых пород при литификации от ила до сланцеватого аргиллита контролируется довольно точно.

На рис. IV-12 приведен один из многочисленных примеров изменения состояния глинистых пород с глубиной по данным бурения одной из опорных скважин в области Терско-Каспийского прогиба, который в течение значительной части палеогенового и всего неогенового и четвертичного периодов испытывал главным образом погружение. Из рис. IV-12 видно, как постепенно уменьшается влажность пород — от 15—18 % на глубине 800—1000 м до 3—5 % на глубине 3000—3200 м. Соответственно изменяются и их пористость от 28—32 до 8—10 %, а также плотность. Любопытно заметить, что для пород, вскрытых на глубине 3000—3200 м, показатели, характеризующие их состояние, указывают на весьма высокую степень литификации.

Другим примером могут служить верхнепротерозойско-кембрийские глины, широко распространенные в северо-западной части Русской платформы. Они встречаются здесь в естественных обнажениях, но главным образом вскрыты скважинами под покровом четвертичных отложений в области предглинтовой полосы вдоль побережья Финского залива и Ладожского озера, в Приневской впадине под Ленинградом. На юге и юго-востоке верхнепротерозойско-кембрийские отложения постепенно погружаются под отложения более молодые и вскрываются скважинами на больших глубинах. На рис. IV-13 представлен сводный график, показывающий изменение состояния этих глин с глубиной по данным исследований образцов, взятых из скважин, пройденных в Ленинграде, на Валдае и в районе Вологды. Из графика видно, что и для верхнепротерозойско-кембрийских глин устанавливается та же закономерность изменения их состояния с глубиной, что и для других глинистых пород. Характерно, что на Валдае эти глины обладают достаточно высокой плотностью и по внешним признакам их правильнее называть

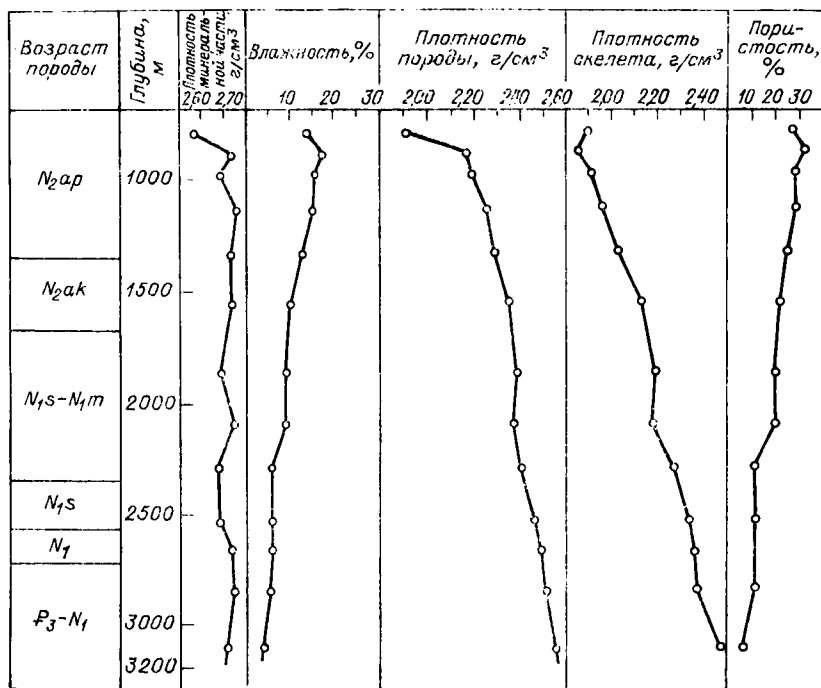


Рис. IV-12. Изменение влажности, плотности и пористости пород по данным Александровской опорной скважины, вскрывшей разрез от современных и древнекаспийских отложений до майкопских включительно.

аргиллитами. В районе Вологды это уже очень плотные аргиллиты со следами сланцеватости.

На рис. IV-14 приведены две схемы, показывающие геологическую историю верхнепротерозойско-кембрийских глин района Ленинграда и района Вологды. Из первой схемы видно, что под Ленинградом в палеозое они были перекрыты кембрийскими, ордовикскими и девонскими отложениями общей мощностью до 300—350 м, создающими нагрузку на них примерно 6—7 МПа. Впоследствии они оказались в области размыва и претерпели постепенную разгрузку. К началу четвертичного периода весь покров палеозойских отложений был смыт, и в четвертичное время ледник эродировал, а ледниковые воды размывали верхнепротерозойско-кембрийские глины. Согласно исследованиям, мощность ледникового покрова здесь могла достигать 1000 м. Следовательно, в период оледенения временная нагрузка на эти глины достигала 8—9 МПа. В послеледниковое время под Ленинградом они оказались под покровом четвертичных отложений мощностью от 5—10 до 50—100 м, т. е. под нагрузкой от 0,1—0,2 до 1—2 МПа.

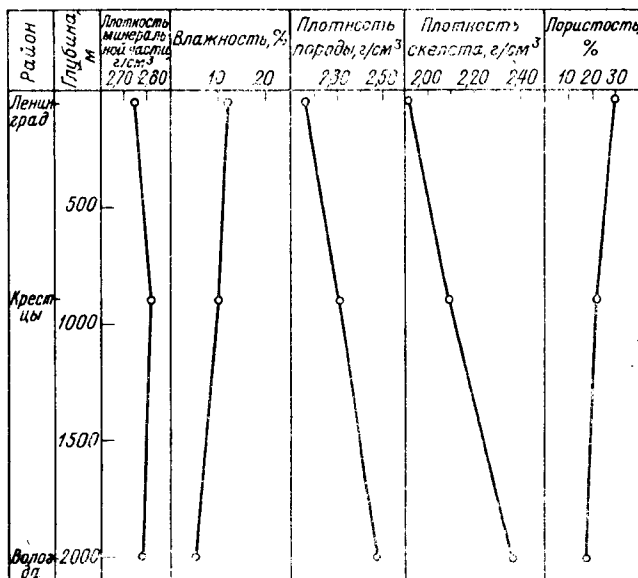


Рис. IV-13. Изменение состояния верхнепротерозойско-кембрийской глины с глубиной.

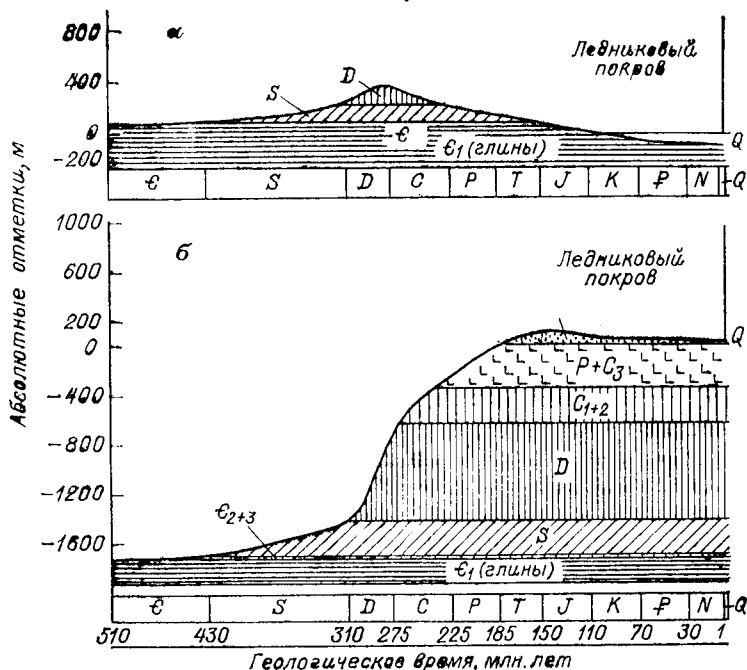


Рис. IV-14. Схематический график геологической истории верхнепротерозойско-кембрийских глин для районов Ленинграда (а) и Вологды (б).

Из приведенных данных видно, что верхнепротерозойско-кембрийские глины дважды после их отложения испытывали нагрузку: первую, меньшую, но продолжительную в палеозое, и вторую, большую, но весьма кратковременную в ледниковый период. В течение же значительного геологического времени они были разгружены, происходило их разуплотнение, которое сопровождалось явлениями гидратации. Эти геологические условия и определили современное состояние и свойства верхнепротерозойско-кембрийских глин под Ленинградом. Средняя естественная влажность их равна 14 %, плотность скелета 1,99 г/см³, а пористость 30 %. Они находятся в тугопластичном или полутвердом состоянии, т. е. имеют состояние и свойства, не соответствующие их возрасту, самому древнему из всех глинистых отложений, известных на Русской платформе.

Совсем иную геологическую историю эти глины имеют в районе Вологды. Здесь они от палеозоя до наших дней непрерывно испытывают большую гравитационную нагрузку. Максимальное значение этой нагрузки в мезозое было равно примерно 40 МПа. В ледниковый период она увеличилась почти до 50 МПа и в настоящее время вновь составляет 40 МПа. В результате глины здесь превратились в аргиллиты со следами сланцеватости. Естественная влажность их не превышает 5 %, плотность скелета 2,35 г/см³, пористость 15 %, т. е. они достигли весьма высокой степени литификации и превратились в типичную полускальную породу.

При катагенезе происходят различные преобразования пород: изменение минерального состава, перекристаллизация, цементация и другие процессы, однако только уплотнение, сопровождающееся дегидратацией, имеет четко выраженную закономерность. Поэтому гравитационное уплотнение глинистых пород, сопровождающееся дегидратацией, следует считать ведущим процессом в их катагенетических преобразованиях, обуславливающим все остальные процессы. Оно определяет степень влажности пород, подвижность воды, водных растворов и соответственно интенсивность геохимических процессов, направленность и интенсивность процессов минералообразования, а также характер и прочность внутренних связей пород.

Рассмотрение закономерностей уплотнения современных глинистых осадков и глинистых пород различного возраста, а также изучение уплотняемости глинистых пород в лабораторных условиях показывают, что она всегда подчиняется логарифмической зависимости изменения плотности — пористости пород от действующей нагрузки (рис. IV-15, IV-16).

Следует заметить, что состояние глинистых пород не всегда определяется фактической глубиной их залегания. Так, например, верхнепротерозойско-кембрийские глины под Ленинградом имеют плотность, не соответствующую природной нагрузке вышележащих масс. Они переуплотнены, что является, вероятно,

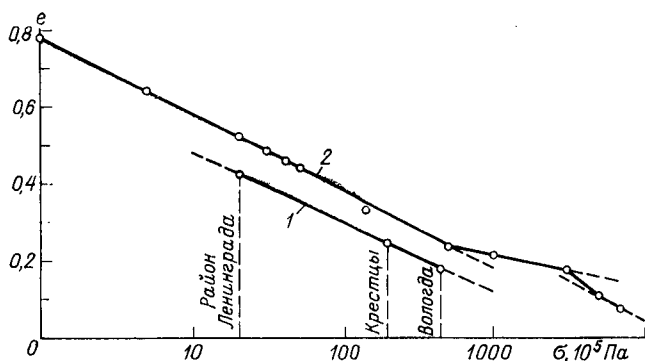


Рис. IV-15. График, характеризующий логарифмическую зависимость изменения пористости кембрийских глин от нагрузки.
1 — в природных условиях; 2 — в лабораторных условиях (глины нарушенного сложения).

следствием испытанной ими нагрузки в прошлое геологическое время, и в том числе нагрузки мощного ледникового покрова четвертичного периода.

В складчатых областях глинистые породы значительно уплотнены под влиянием тектонических движений, которые выступают здесь как наиболее сильный уплотняющий фактор. Поэтому глинистые и песчаные породы в складчатых областях, как правило, достигают наивысшей степени литификации. На изменение состояния пород влияет также их возраст, выражающий продолжительность воздействия на них различных факторов уплотнения. Поэтому в областях, где устанавливается нормальная стратиграфическая последовательность в на-

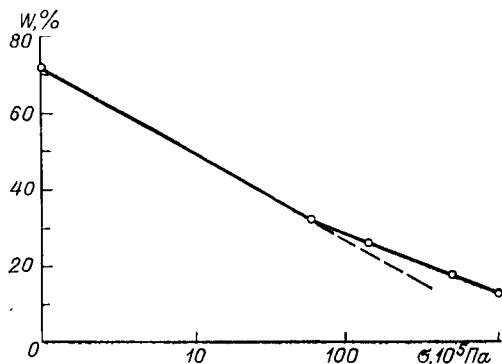


Рис. IV-16. График, характеризующий логарифмическую зависимость изменения влажности и плотности илов Финского залива от нагрузки (илы естественного сложения).

пластовании различных толщ пород, наблюдается закономерное повышение их плотности от более молодых к более древним.

Отмечая сравнительно значительную степень изменения глинистых пород при литификации, важно подчеркнуть, что далеко не все они достигают при этом большой плотности и малой пористости. Объясняется это тем, что пористость пород в некоторых случаях не может являться следствием воздействия только определенной нагрузки. Уплотнение осадка, а затем породы на стадиях диагенеза и катагенеза происходит под влиянием силы тяжести вышележащих масс, преодолевающей силы трения и сцепления между частицами, а также прочность структурных связей. При этом эффект уплотнения породы при одинаковом давлении будет различным в зависимости от ее состояния, т. е. от влажности, степени и характера цементации и т. д. В ней могут возникнуть прочные структурные связи, задерживающие процесс естественного уплотнения, и поэтому породы надолго могут сохранить высокую пористость. Примером являются лёссы и лёссовидные породы юга СССР, верхнемеловые глины из района г. Калач, нижнесарматские из района Севастополя и др.

На формирование свойств осадочных пород четвертичного возраста решающее влияние оказали колесбательные движения земной коры и связанные с ними изменения климата, смены ледниковых эпох межледниковыми, а в позднеледниковое и послеледниковое время — геологическая история тех или иных участков суши и прилегающих к ним водных бассейнов (например, Каспийского, Черного, Балтийского морей). Большое влияние оказали также состав подстилающих коренных пород и рельеф их поверхности. Все это определило условия и способ образования четвертичных отложений, особенности их состава и свойств. На формирование свойств дочетвертичных пород — их плотности, прочности и деформируемости — наибольшее влияние оказали глубина залегания от поверхности земли, геологическое строение и возраст, т. е. продолжительность воздействия на них гравитационного, геохимического и тектонического уплотнения при литификации. Влияние же способа и условий отложения сказывается главным образом на степени их однородности и анизотропности.

Резкой границы между зонами диагенеза и катагенеза провести нельзя, так как диагенетические процессы постепенно сменяются катагенетическими. Соответственно осадок утрачивает свои признаки и свойства, а у образующейся породы появляются и развиваются другие. Зона катагенеза на платформах достигает 2,5—3,5 км. Поэтому процессы катагенеза развиваются в толще горных пород огромной мощности в течение миллионов лет, на все больших и больших глубинах.

В зоне катагенеза выделяются подзоны по изменению внешнего облика, минерального состава, состава цемента, структуры

пород, их физического состояния и прочности. Большое значение при этом имеют изменение состояния органических остатков, их углефикация и особенно изменение каменных углей и углистых частиц. Резкие изменения свойств пород при катагенезе происходят под влиянием тектонических движений. Поэтому в складчатых областях гравитационное и геохимическое уплотнение пород резко увеличивается под влиянием тектонического уплотнения. Такие изменения устанавливаются как в вертикальном разрезе осадочных толщ, так и по простиранию, а также при сопоставлении разновозрастных пород складчатых и платформенных областей. Резкое повышение степени литификации пород под влиянием тектонических движений в складчатых областях одновременно сопровождается развитием в них тектонической трещиноватости, разломов и других нарушений, вызывающих формирование их неоднородности и анизотропии свойств.

При регрессивном развитии осадочного процесса и особенно под влиянием новейших тектонических движений в современную геологическую эпоху происходят разгрузка пород, гравитационное и геохимическое разуплотнение, формирование зоны разуплотнения, трещин упругого отпора, а в зоне выветривания их полное разрушение под влиянием физических и химических процессов.

Таким образом, длительный геологический процесс изменения состава, состояния и свойств осадочных пород при литификации распадается на две стадии. Первой является стадия осадка, т. е. свежееотложившихся галечников, щебня, песков, песчаных илов, глинистых илов, карбонатных илов, превращающихся под влиянием процессов диагенеза в породы. Вторая стадия состоит из ряда последовательных фаз, например, превращения песка под влиянием процессов катагенеза в уплотненный песок — слабо сцементированный песчаник, который при соответствующих условиях в зоне метаморфизма может превратиться в кварцит; или, например, превращение глины в уплотненную глину, а затем в аргиллит, аргиллита — в сланцеватый аргиллит, который при соответствующих условиях в зоне метаморфизма может превратиться в филлитизированный сланец и затем в филлит.

Для каждой из названных стадий образования осадочной породы можно дать следующую характеристику. Место действия первой стадии для осадков субаквальных — водоем, для субаэральных — поверхность земли; время — тысячелетия в ту или иную геологическую эпоху; обстановка — толща осадков сравнительно небольшой мощности. Физико-химические условия и соответственно интенсивность и напряженность развития диагенетических процессов зависят от фациальных условий и состава осадка. Место действия второй стадии формирования осадочной породы — пласт горной породы, погребенный под

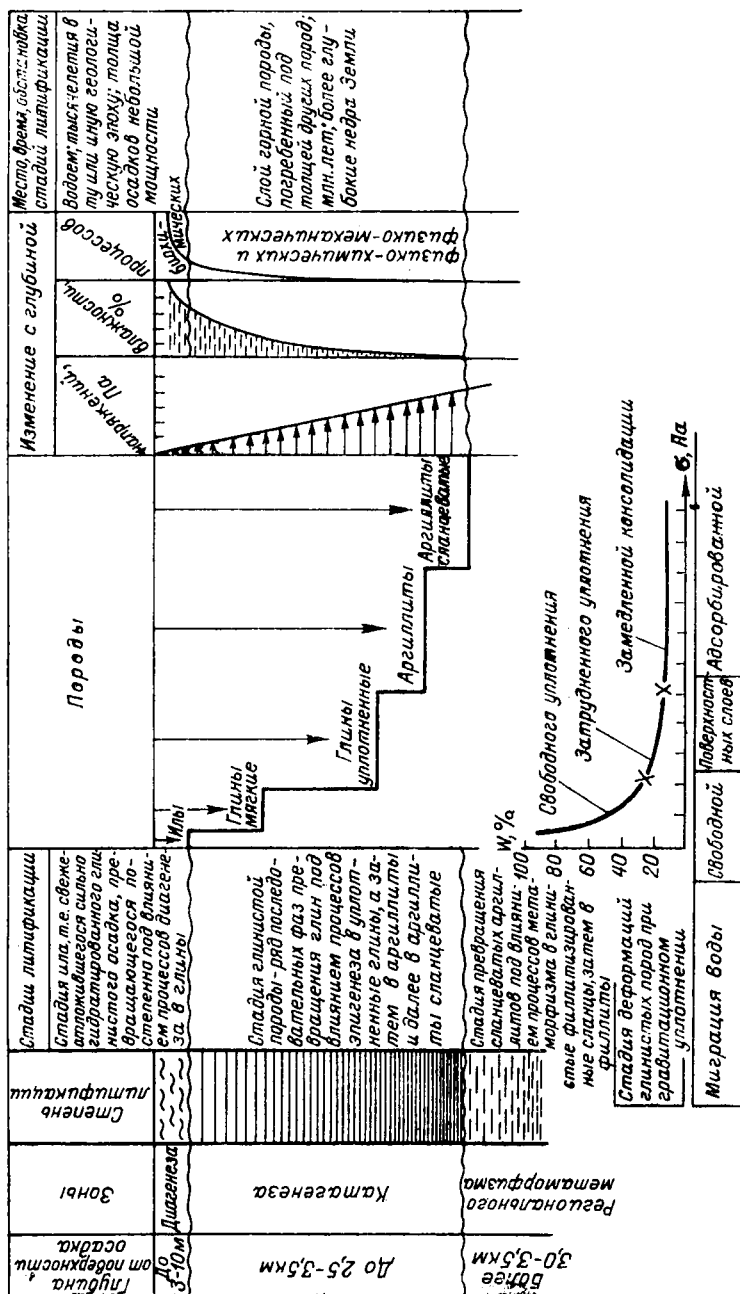


Рис. IV-17. Схема формирования свойств глинистых пород при литификации в платформенных областях (по В. Д. Ломтадзе).

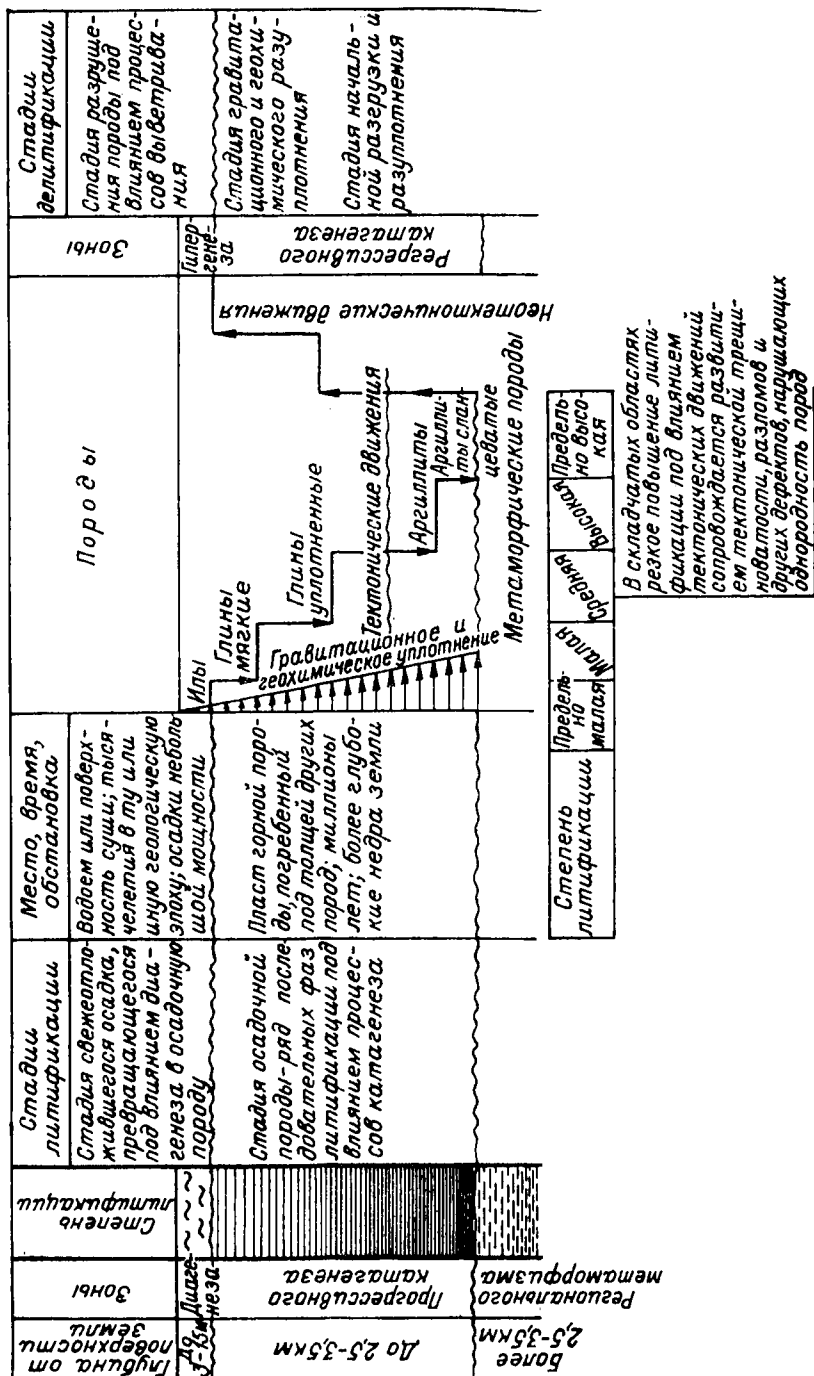


Рис. IV-18. Схема формирования свойств глинистых пород при литификации в складчатых областях (по В. Д. Лом-тадзе).

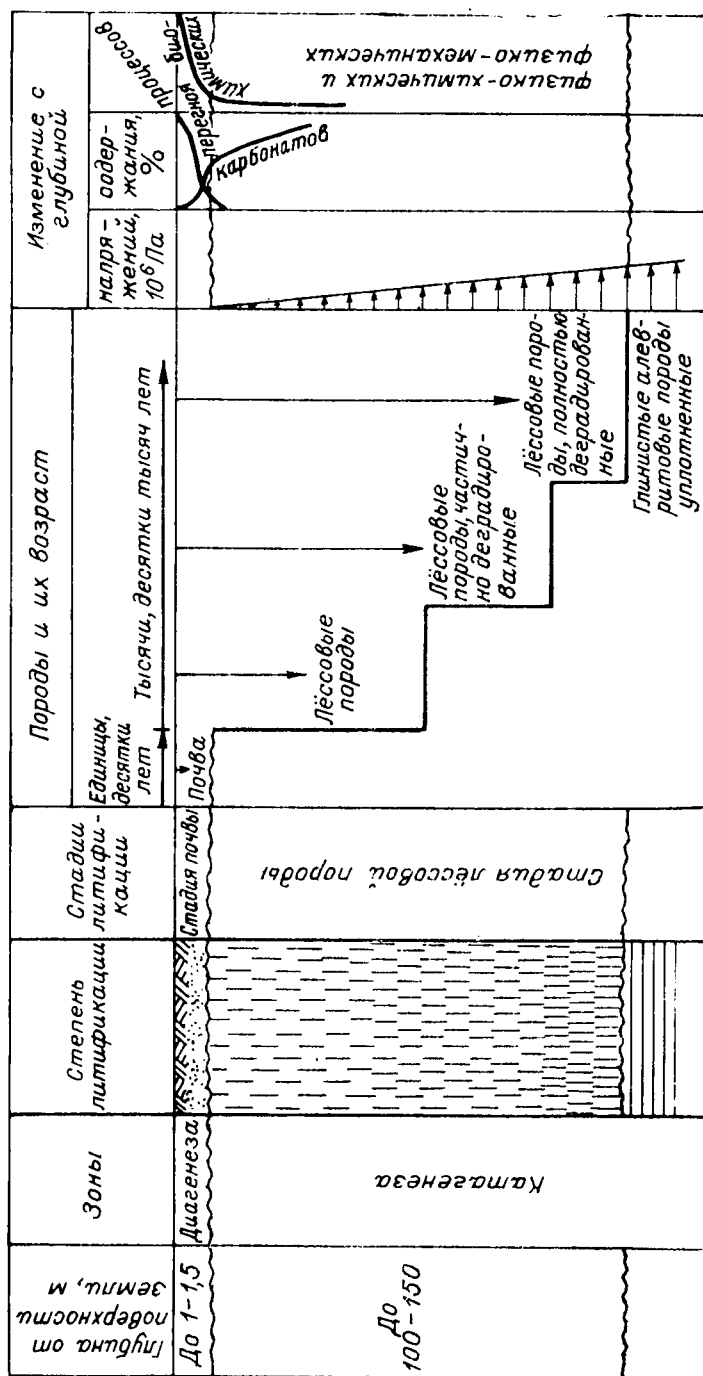


Рис. IV-19. Схема формирования свойств лессовых пород (по В. Д. Ломтадзе).

толщей других пород; время — миллионы лет; обстановка — недра Земли, все более и более глубокие. Физико-химические и термодинамические условия среды с глубиной, как правило, изменяются постепенно, поэтому при катагенезе процессы изменения состава, состояния и свойств пород имеют явно замедленный характер и в некоторой части трудноуловимы.

Примерные схемы формирования свойств глинистых пород показаны на рис. IV-17, IV-18 и IV-19.

IV-4. Обломочные и глинистые породы как дисперсные системы

Общие свойства дисперсных систем. Для понимания природы свойств крупнообломочных, песчаных и особенно глинистых пород важно учитывать не только их геолого-петрографические особенности, но и свойства, обусловленные их дисперсностью, так как эти породы можно рассматривать как определенные многофазные системы, состоящие из минеральных частиц, воды и воздуха. Минеральные частицы в большинстве случаев являются основной составной частью породы, образуя ее скелет. Вода и воздух (газы) заполняют промежутки между минеральными частицами — поры, в которых может находиться или только воздух (газы), или только вода, или воздух и вода вместе. В некоторых случаях вода в порах присутствует в твердом состоянии, в виде льда.

В зависимости от степени влажности пород изменяется их состояние и они могут быть двух- или трехфазными системами. Если часть воды будет в виде льда, порода станет четырехфазной. Системы, состоящие из двух или более фаз, из которых одна или несколько распределены в другой, называются дисперсными. В зависимости от степени раздробленности твердой фазы (степени дисперсности) они подразделяются на грубые дисперсии (крупнее 2 мкм), тонкие дисперсии (от 2 до 0,1 мкм), коллоиды (от 0,1 мкм до 1 нм) и молекулярные системы (мельче 1 нм). С изменением степени дисперсности изменяются и свойства дисперсных систем (табл. IV-5).

Если сравнить свойства различных дисперсных систем, можно заметить, что грубые дисперсии значительно отличаются от тонких дисперсий и коллоидов. Тонкие дисперсии и коллоиды обладают многими общими свойствами, поэтому их можно рассматривать вместе как тонкодисперсную часть пород. Эта часть пород имеет особый минеральный состав, предопределяющий ее высокую дисперсность и значительную удельную поверхность (табл. IV-6). В соответствии с этим она обладает большой поверхностной энергией на границе раздела твердой и жидкой фаз и большой физико-химической активностью при взаимодействии с водой. Повышенное содержание тонкодисперсных частиц в породах определяет в значительной степени и их «гли-

Т А Б Л И Ц А IV-5
Главнейшие свойства дисперсных систем

Название системы	Грубые дисперсии	Тонкие дисперсии	Коллоиды	Молекулярные системы
Размер частиц, мм	>0.002	0.002—0.0001	0.0001—0.000001	<0.000001
Минеральный состав частиц	Реликтовые — первичные минералы	Глинистые минералы, гидраты окисей алюминия, железа и др.		Молекулы, ионы
Главнейшие свойства	Видимые простым глазом Задерживаются на бумажных фильтрах Неспособны к диффузии, т. е. распространяться в свободное от них пространство Неспособны к диализу, т. е. проходить через животные и растительные перегородки Практически неспособны к обменной адсорбции Неспособны к коагуляции или коагулируют слабо Не обнаруживают тепловое движение	Гетерогенные Видимые в микроскоп Через бумажные фильтры проходят Способны к диффузии Способны к диализу Неспособны к обменной адсорбции Неспособны к коагуляции	Видимые в ультрамикроскоп Способны к коагуляции	Гомогенные Невидимые в ультрамикроскоп Способны к диффузии Способны к диализу Неспособны к обменной адсорбции Неспособны к коагуляции
	Удельная поверхность мала Могут находиться во взвешенном состоянии лишь в движущейся воде	Удельная поверхность значительна В воде могут находиться во взвешенном состоянии продолжительное время	Удельная поверхность весьма значительна В воде могут находиться во взвешенном состоянии весьма продолжительное время	Понятие неприменимо Истинные растворы

нистые» свойства, и принципиальные отличия свойств глинистых пород от песчаных и других обломочных. Эти отличия особенно проявляются в отношении их к воде, поглотительной способности и связности.

Т А Б Л И Ц А IV-6
Суммарная площадь поверхности частиц
разной степени дисперсности в 1 см³ вещества

Длина ребра частицы кубической формы, см	Число частиц кубической формы в 1 см ³ вещества	Общая площадь поверхности частиц, см ²
1	1	6
0,1	10 ³	60
0,01	10 ⁶	600
0,001	10 ⁹	6 000
0,0001	10 ¹²	60 000

Отношение песчаных и глинистых пород к воде. Любая горная порода обладает тем или иным запасом энергии (см. гл. II-3). В песчаных и глинистых породах общая энергия складывается из внутренней и поверхностной, т. е.

$$E_{\text{общ}} = E_{\text{вн}} + E_{\text{пов}} = iV + \sigma S,$$

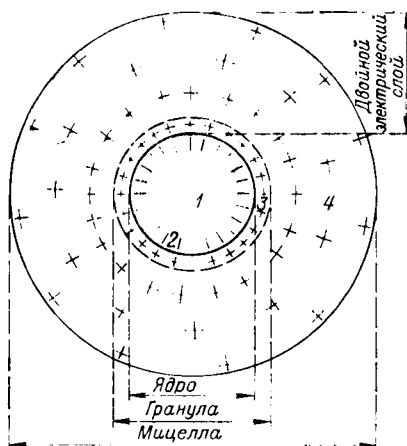
где i — внутренняя энергия единицы объема вещества; σ — поверхностная энергия единицы площади поверхности.

Внутренняя энергия пропорциональна объему вещества, поверхностная — площади его поверхности. В песчаных и других обломочных породах удельная поверхность мала, поэтому поверхностная энергия незначительна и в физико-химическом отношении они в большей степени инертны и негидрофильны. В глинистых породах удельная поверхность и поверхностная энергия значительны, поэтому они в отличие от песчаных характеризуются большей физико-химической активностью и гидрофильностью, так как поверхность раздела фаз является источником силового поля.

Как известно, кристаллическая решетка глинистых минералов состоит из сочетания определенных структурных элементов, образующих чередующиеся слои атомов и ионов. Находящиеся внутри решетки заряды ионов взаимно компенсированы, насыщены. Заряды ионов, расположенных в поверхностных частях решетки, частично компенсируются зарядами ионов, расположенных внутри нее, а частично могут оставаться свободными, образуя активные центры (рис. IV-20 и IV-21). Свободные заряды глинистой частицы могут возникать в результате дробления кристаллов, замещения одних атомов в кристаллической решетке другими, избирательной адсорбции или химического взаимодействия глинистой частицы с окружающей средой.

Рис. IV-20. Схема строения мицеллы, образованной тонкодисперсной частицей.

1 — тонкодисперсная частица, образующая ядро мицеллы; 2 — отрицательные заряды потенциалоопределяющих ионов, образующие активные центры по поверхности частицы; 3 — неподвижный слой противоионов — компенсирующих ионов, образующих совместно с ядром гранулу мицеллы; 4 — диффузный слой отдиссоциированных ионов.

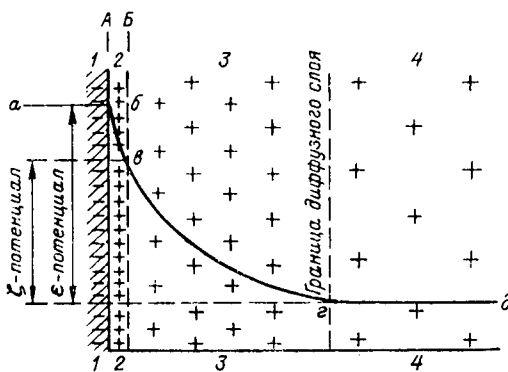


Дробление кристалла может обусловить появление на его ребрах, особенно ориентированных перпендикулярно к спайности, некомпенсированных свободных зарядов, сумма которых и определяет его активность в физико-химическом отношении. То же самое происходит в результате замещения одних атомов в кристаллической решетке другими меньшей валентности; так, например, в кремнекислородных слоях кристаллической решетки глинистых минералов при замещении кремния алюминием возникает отрицательный заряд на каждый ион кремния. В алюмокислородно-гидроксильных слоях возможно замещение алюминия магнием также с появлением отрицательного заряда на каждый ион алюминия.

При избирательной адсорбции кристаллическая решетка минерала может достраиваться ионами из окружающей среды. В этом участвуют только такие ионы, которые одинаковы или близки по своим свойствам к ионам, входящим в состав кри-

Рис. IV-21. Схема двойного электрического слоя.

А — граница раздела между твердой частицей и средой; В — граница раздела между подвижной и неподвижной частями диффузного слоя; 1 — отрицательные заряды потенциалоопределяющих ионов, образующих активные центры по поверхности частицы; 2 — неподвижный слой противоионов — компенсирующих ионов; 3 — диффузный слой компенсирующих ионов; 4 — свободный раствор; а — уровень потенциала в твердой частице; б — в — падение потенциала в неподвижной части двойного электрического слоя; в — г — падение потенциала в подвижной части двойного электрического слоя; г — д — уровень потенциала в свободном растворе.



сталлической решетки минеральной частицы. Эти ионы и придают коллоидной частице заряд.

На поверхности глинистой частицы при ее химическом взаимодействии с окружающей водной средой образуются новые соединения, способные к электролитической диссоциации, в результате которой глинистая частица превращается в сложный анион, окруженный диффузным слоем. Наконец, многие породообразующие, и в том числе глинистые, минералы обладают также атомными — ковалентными — силами связи с атомами и молекулами окружающей среды.

Новейшие исследования взаимодействия воды с поверхностью различных твердых тел показывают, что большую или даже главную роль в нем могут играть также водородные связи. Активные центры на поверхности глинистых частиц образуются различными ионами, являющимися структурными элементами их кристаллической решетки. Поэтому образование водородных связей вполне реально при поляризации — связывании и ориентации молекул воды относительно ионов кристаллической решетки глинистой частицы.

Таким образом, на поверхности глинистых частиц в водной среде всегда появляются свободные активные центры, сила связи которых определяется соотношением зарядов ядра и электронных оболочек ионов и атомов кристаллической решетки. Активные центры могут быть образованы некомпенсированными валентностями кремния, алюминия, кислорода, группами ОН и других ионов или ковалентными силами атомов. Они создают вокруг глинистой частицы силовое поле — диффузный слой, в пределах которого оказываются поляризованными молекулы воды и ионы окружающей среды. В водной среде такими ионами чаще всего являются K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{3+} , Al^{3+} . Так как поляризованные ионы не входят в алюмосиликатное ядро, связи их с кристаллами слабее, чем ионов кристалла. Кроме того, в водной среде происходит еще и гидратация этих ионов, которая ослабляет связь их с поверхностью частиц. Вследствие этого у коллоидных частиц становится возможным ионный обмен.

Во взаимодействии минеральных частиц с водой кроме ионных, электростатических и ковалентных сил, образующих собственно химические (в том числе и водородные) связи, действуют также молекулярные силы — остаточные, или ван-дер-ваальсовы. Они проявляются в ориентационном, индукционном и дисперсионном действии, т. е. в электромагнитном, и по сравнению с другими силами значительно слабее. Для молекул воды главное значение имеет ориентационное действие молекулярных сил, в то время как для большинства других веществ — дисперсионное действие, вызываемое внутренними колебательными движениями электронов. Следует заметить, что ориентационное действие молекулярных сил зависит от температуры воды, с по-

вышением которой усиливается тепловое трансляционное движение молекул воды. Индукционное и дисперсионное действие молекулярных сил от температуры не зависит.

Специальными экспериментами установлено, что на поведение глинистых частиц в водной среде влияет магнитное поле [Осипов Ю. Б., 1966]. Это объясняется тем, что на глинистых частицах часто присутствуют высокодисперсные ферромагнитные частицы, пленки, прочно связанные с их поверхностью. Вследствие этого глинистые частицы могут приобретать также магнитные силы и оказывать магнитное действие. Таким образом, во взаимодействии глинистых частиц между собой и молекулами окружающей среды кроме электростатических, атомных и молекулярных связей могут возникать еще и магнитные.

О силе рассматриваемых связей судят по энергии, затрачиваемой на их разрыв, или по силе, направленной на восстановление их исходного положения. Энергия ионных и ковалентных связей имеет близкие значения, изменяющиеся от 200 до 1200 кДж. Эти связи разрываются с трудом, но проявляются на близких расстояниях — 0,1—0,2 нм, т. е. являются связями ближнего действия. Молекулярные и водородные связи значительно слабее предыдущих, их энергия изменяется от 4 до 40 кДж. Поэтому они разрываются легче. Магнитные связи имеют энергию, близкую к энергии молекулярных и водородных связей; они проявляются на расстояниях до 0,45—0,5 нм и более, это связи дальнего действия.

Распределение поляризованных молекул и ионов в диффузном слое происходит под влиянием всех поверхностных сил. Энергия этого силового поля изменяется в зависимости от особенностей строения кристаллической решетки глинистых частиц и расстояния от поверхности. Монтмориллонитовые частицы, имеющие подвижную кристаллическую решетку, в водной среде достигают большой дисперсности. Поэтому их суммарная поверхностная энергия значительна. Кристаллическая решетка каолинитовых частиц неподвижна, частицы менее дисперсны, поэтому их суммарная поверхностная энергия значительно меньше, чем частиц монтмориллонита. Гидрослюдистые частицы занимают в этом отношении промежуточное положение между каолининовыми и монтмориллонитовыми.

Вследствие того что силовое поле по мере удаления от поверхности частицы постепенно ослабевает, изменяется и концентрация, и подвижность молекул воды и ионов в диффузном слое. В непосредственной близости к поверхности частицы концентрация молекул и ионов наибольшая и они трудноподвижны. По мере удаления от поверхности частицы концентрация ионов уменьшается и они приобретают большую подвижность.

В жидкостях, и в том числе в воде, как отмечено выше, существуют два вида теплового движения — колебательное и

трансляционное. При связывании (сорбировании) молекул воды глинистыми частицами не только изменяется их подвижность близ поверхности частицы, но искажается и структура воды. Все это показывает, что взаимодействие глинистых частиц с водой сложное и принципиально отличное от взаимодействия с ней более грубодисперсных частиц.

Мощность диффузного слоя изменяется не только в зависимости от суммарной поверхностной энергии частицы, но также и от состава сорбированных ионов. Наиболее мощный диффузный слой образуют одновалентные ионы Na^+ , K^+ , Li^+ , менее мощный — двухвалентные ионы Ca^{2+} , Mg^{2+} , наиболее тонкий — трехвалентные ионы Fe^{3+} , Al^{3+} . Чем больше валентность ионов диффузного слоя, тем сильнее притяжение их к поверхности частицы, тем менее гидрофильны частицы, сильнее сжат диффузный слой и тем меньше его толщина. Следовательно, меньше должен быть и электрокинетический потенциал (ξ -потенциал) таких частиц.

Из изложенного видно, что глинистые частицы, находящиеся в водной среде, являются возбудителями силового поля. Поэтому молекулы воды, попадая в сферу действия такого поля, испытывают упорядочивающий эффект, изменяют свое тепловое движение, поляризуются, группируются вокруг глинистых частиц, образуют гидратные сольватные оболочки. Ионы в водной среде также всегда в той или иной степени гидратированы, т. е. окружены ориентированными молекулами воды — сольватными оболочками. Поэтому вокруг всякой глинистой частицы сорбируется вода, привлекаемая и удерживаемая у ее поверхности благодаря ее ионному, ковалентному, магнитному, молекулярному воздействию, а также посредством упорядочивающего эффекта ионов диффузного слоя.

О гидрофильности глинистых частиц и глинистых пород судят по количеству воды, которые они могут сорбировать. Гидрофильность определяют различными методами: по теплоте смачивания, гигроскопическим увлажнением, адсорбцией и десорбцией паров воды, определением растворяющего объема. Описание всех этих методов дано в ряде работ [Андрианов П. И., 1946 г.; Овчаренко Ф. Д., 1961 г. и др.].

Таким образом, глинистые породы в отличие от песчаных и других обломочных обладают большой физико-химической активностью при взаимодействии с водой вследствие повышенного содержания тонкодисперсных частиц в их составе. В этом состоит существенная особенность глинистых пород, определяющая природу их физико-механических свойств.

Поглотительная способность песчаных и глинистых пород. Одним из выдающихся достижений науки о почвах и осадочных породах является открытие способности поглощения ими различных твердых, жидких и газообразных веществ, ионов, молекул и коллоидных частиц из окружающей среды. Поглощение

в горных породах, особенно в глинистых, имеет сложную природу и обычно состоит из нескольких совместно протекающих процессов. К. К. Гедройц [1933 г.] предложил различать пять видов поглощения: механическое, физическое, физико-химическое, химическое и биологическое.

Механическое поглощение проявляется в поглощении мелких частиц, взвешенных в воде, при ее фильтрации через породу. Этот вид поглощения свойствен главным образом различным песчаным породам. Он широко распространен в природе и часто используется в строительной практике, например при устройстве различных водозаборов, фильтров, дренажей, для очистки воды от различных механических взвесей — тонкодисперсных глинистых частиц и т. д. В этом состоит положительная роль механического поглощения. Однако механическое поглощение часто оказывает и отрицательное влияние на свойства песчаных пород, например, когда вследствие кольятации породы (заполнения пор мелкими частицами) изменяется ее водопроницаемость. В результате этого фильтры и дренажи выходят из строя. При механическом поглощении происходит загрязнение песчаных, песчано-гравийных покрытий на дорогах, поэтому они становятся влагоемкими, снижается их прочность, повышается деформируемость, начинаются явления пучения при промерзании, происходят и другие изменения. Учет и оценка возможности развития механического поглощения представляют большой практический интерес.

Физическое поглощение проявляется в адсорбции частицами породы на своих поверхностях тех или иных веществ. Выше было отмечено, что тонкодисперсные породы обладают большой поверхностной энергией и как всякие дисперсные системы стремятся ее уменьшить. Это может осуществляться за счет адсорбции частицами породы из окружающей среды молекул различных соединений, растворенных в воде, воды, газов и мелких частиц. Мерой адсорбции является поверхностное натяжение воды, которое изменяется в зависимости от температуры воды и от присутствия в ней различных веществ. Поверхностное натяжение чистой воды при температуре 20 °C равно $72,5 \cdot 10^{-7}$ Н·м. Если в воде присутствуют поверхностно-активные вещества, например органические, поверхностное натяжение воды уменьшается, так как такие вещества концентрируются у поверхности раздела фаз, т. е. адсорбируются положительно. Неорганические соединения — соли, кислоты, основания и некоторые другие — обычно повышают поверхностное натяжение воды. Такие вещества адсорбируются отрицательно, их концентрация у поверхности раздела фаз (частица — вода) меньше, чем в воде, удаленной от частицы и расположенной между частицами.

Под влиянием адсорбции на поверхности минеральных частиц образуются различные пленки, изменяется их окраска,

а также породы в целом, изменяется гидрофильность частиц и пород и соответственно их свойства. Вещества, адсорбируемые отрицательно, легче вымываются, выщелачиваются из породы. Поверхностно-активные вещества, адсорбируемые на поверхности твердых пород, понижая поверхностное натяжение воды, одновременно понижают твердость пород и облегчают их разрушение при бурении, дроблении и т. д. П. А. Ребиндер объясняет это явление тем, что адсорбируемые молекулы, связываясь с поверхностными ионами кристаллической решетки минералов, ослабляют силы связей между ионами, способствуют образованию микротрещин или расширению существующих трещин.

Положительная адсорбция используется для диагностики глинистых минералов (метод окрашивания органическими красителями), для снижения гидрофильности пород путем их гидрофобизации посредством пропитывания битумными эмульсиями и другими веществами. При седиментации осадков адсорбция способствует сохранению взвешенных частиц в воде в устойчивом состоянии, т. е. препятствует коагуляции и образованию агрегатов.

Физико-химическое поглощение заключается в способности породы обменивать некоторую часть поглощенных катионов или анионов, распределенных в диффузном слое глинистых коллоидных частиц, на эквивалентное количество катионов, находящихся в соприкасающемся с ним растворе. Поглощаемые из раствора катионы под влиянием электростатических и молекулярных сил входят в соединение с минеральной фазой породы, а вместо них в раствор переходит из диффузного слоя твердой фазы породы эквивалентное количество других катионов. Между катионами диффузного слоя минеральной фазы породы и катионами раствора всегда устанавливается равновесие.

Таким образом, физико-химическое поглощение породы проявляется в ее способности обменивать одни катионы на другие. Поэтому такой вид поглощения называют также обменным. Он характерен преимущественно для глинистых пород. Так как обменная, поглотительная, способность пород обусловлена главным образом их тонкодисперсной частью, эту часть породы принято называть поглощающим комплексом.

В природных условиях в обменном состоянии в глинистых породах встречаются главным образом катионы K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , реже H^+ , Fe^{3+} , Al^{3+} и еще реже некоторые анионы. Из анионов хорошо поглощаются такие, которые образуют с катионами нерастворимые или малорастворимые соединения, например анионы фосфорной, кремневой, угольной и других кислот.

В глинистых породах морского происхождения в сольватном слое преобладает кальций, а в подчиненном количестве присутствует натрий. У глин, отложившихся в пресноводных бассейнах, и глинистых пород субаэрального происхождения умеренного пояса, где они хорошо промываются атмосферными и под-

земными водами, растворимые соли вымываются и в сольватном слое преобладает главный компонент пресных вод — кальций. В глинистых породах, отложившихся в жарких засушливых областях, в составе поглощенных катионов часто преобладает натрий.

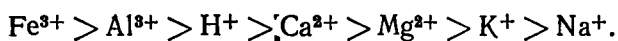
По преобладанию в поглощенном комплексе того или иного катиона различают натриевые, кальциевые и другие глины (На-глина, Са-глина и т. д.). Глины, содержащие обменный водород, называют ненасыщенными, а не содержащие его, — насыщенными.

Мерой обменной способности пород является емкость поглощения, или емкость обмена, которая характеризуется общим количеством катионов (или анионов), поглощенных (или обменных) породой в данных условиях. Емкость поглощения обычно выражают в миллиграмм-эквивалентах на 100 г сухой породы. Она зависит от минерального состава породы. Так, например, монтмориллонит может обладать емкостью поглощения от 60 до 120 мг-экв на 100 г сухой породы, гидрослюды — от 20 до 40, а каолинит от 3 до 15. Породы, содержащие монтмориллонит, обладают поэтому свойствами, обусловленными в значительной степени поглощенными катионами. Такие породы оказываются очень чувствительными ко всем изменениям состава окружающей среды. Так как каолинит обладает незначительной способностью поглощения (обмена) катионов, то на свойства пород, содержащих каолинит, этот фактор оказывает относительно небольшое влияние. Гидрослюды в этом отношении занимают промежуточное положение. Если емкость поглощения породы невелика, не больше 5—10 мг-экв на 100 г, то определять состав обменных катионов практически не имеет смысла, так как влияние их на свойства породы будет незначительным.

Следовательно, обменная поглотительная способность пород зависит в первую очередь от минерального состава поглощающего комплекса. В известной мере она зависит и от их дисперсности. Как правило, чем выше дисперсность пород, тем выше емкость поглощения и их физико-химическая активность. Замечено, что у частиц размером 0,002 мм и мельче обменная способность резко увеличивается по сравнению с более крупными частицами. Однако следует учитывать, что степень дисперсности является важным, но не единственным фактором, определяющим обменную способность породы. Так, кроме степени дисперсности и минерального состава пород интенсивность обменных реакций зависит также от особенностей окружающей среды. Установлено, что чем выше минерализация окружающей водной среды и больше ее объем (более высокая влажность, порода более интенсивно промывается водой), тем выше интенсивность обменных процессов.

Большое значение имеет также состав ионов, находящихся в воде, так как энергия поглощения, или, точнее, энергия об-

мена, у разных ионов неодинакова. Ионы, имеющие большую валентность, а следовательно, и более высокий электрический заряд, обладают большей энергией поглощения, энергичнее вытесняют из поглощенного состояния (из диффузного слоя) другие ионы, но сами переходят в раствор с трудом, так как их электростатическое взаимодействие с дисперсными частицами более сильное. Ионы, имеющие меньшую валентность и, следовательно, меньший электрический заряд, менее активно участвуют в обменных реакциях и легко удаляются из поглощенного комплекса. К. К. Гедройц установил, что одновалентные ионы обладают меньшей обменной способностью, чем двухвалентные, а последние меньшей, чем трехвалентные, в соответствии с их различной энергией поглощения. По своей энергии поглощения различные ионы располагаются примерно следующим образом:



Среди ионов одной валентности большей энергией поглощения обладают ионы с большим радиусом и меньшей степенью гидратации, так как электростатические силы притяжения таких ионов к поверхности частиц выше. Среди одновалентных ионов исключительное положение занимает водород, он обладает более высокой энергией поглощения, чем двухвалентные ионы.

Из приведенного ряда видно, что наибольшей обменной способностью обладают ионы, имеющие большую энергию поглощения и менее легко диссоциирующие в водных растворах. Ионы, легко диссоциирующие в воде, имеющие меньшую энергию поглощения, обладают и меньшей обменной способностью.

На обменную способность пород некоторое влияние оказывает и реакция среды. С повышением щелочности среды (повышение pH) обменная способность в отношении катионов увеличивается, а с повышением кислотности уменьшается. Это объясняется тем, что некоторые коллоиды (гидроокислы железа, алюминия) обладают амфотерными свойствами, т. е. свойствами изменять свой отрицательный заряд на положительный с повышением кислотности среды. В кислой среде они оказываются одновременно положительно заряженными с катионами и поэтому неспособны их поглощать.

Таким образом, природа обменных процессов (физико-химического поглощения) сложная и принципиально отличная от простого физического поглощения. При физико-химическом поглощении ионы переходят в состав поверхностного (диффузного) слоя частиц в результате обмена ионов поглощающего комплекса породы на ионы окружающей среды. Изменения концентрации раствора окружающей среды при этом не происходит. При физическом поглощении ионы или вещества только концентрируются на поверхности частиц вследствие адсорбции

с одновременным изменением концентрации раствора окружающей среды.

Физико-химическое поглощение оказывает большое влияние на физико-механические свойства глинистых пород. Зная емкость поглощения породы и состав поглощенных ионов, можно приближенно судить о свойствах пород и их возможных изменениях при изменении физико-химических условий. Это влияние, однако, в настоящее время может быть охарактеризовано только качественно. Точной количественной зависимости свойств пород от состава поглощенных катионов пока не установлено. Так, например, монтмориллонитовая глина, содержащая в виде обменного (поглощенного) катиона натрия, может адсорбировать в 2—3 раза больше воды, чем подобная же глина, содержащая кальций. Натриевая монтмориллонитовая глина обладает значительно большей набухаемостью, сжимаемостью, пластичностью, значительно меньшей прочностью (сопротивлением сдвигу), меньшей водопроницаемостью, чем кальциевая монтмориллонитовая глина. Натриевые монтмориллонитовые глины менее гидростойки, они легко размокают в воде, более быстро и сильно диспергируются, чем подобные глины, содержащие обменный кальций.

Аналогичные изменения свойств в зависимости от поглощенных катионов наблюдаются и у каолинитовых, и у гидрослюдистых глин. Влияние магния на свойства глин сходно с влиянием кальция. Из одновалентных катионов литий имеет большее влияние, чем натрий, а калий меньшее. Влияние трехвалентных катионов (Fe, Al) на свойства глин изучено еще недостаточно. Как известно, эти катионы снижают их гидрофильность, повышают гидростойкость, уменьшают пластичность, создают большую связность. Ненасыщенные (водородсодержащие) глины по своим свойствам занимают промежуточное положение между кальциевыми и натриевыми. Однако более детально влияние водорода на свойства глин пока еще не выяснено.

Таким образом, изучение состава обменных (поглощенных) катионов и емкости поглощения имеет большое практическое значение при оценке свойств глинистых пород. Изучение этих характеристик пород имеет также большое общегеологическое значение, так как состав обменных катионов указывает, в каких условиях — морских, лагунных или континентальных — происходило накопление тех или иных глинистых отложений.

Химическое поглощение проявляется в образовании химических соединений в породе в результате взаимодействия составляющих ее частей с окружающим или насыщающим ее раствором. При таких реакциях возникают и накапливаются нерастворимые в данных условиях соединения, цементирующие песчаные и глинистые породы, образующие различные конкреции и стяжения, выполняющие поры, пустоты и трещины. Химическое поглощение нередко вызывает изменение окраски породы,

появление разводов, пятен, налетов и других образований на поверхности частиц, слагающих породы, на обнаженных поверхностях пород, на плоскостях трещин и т. д. Все такие явления изменяют внешний облик пород, их физическое состояние, водопроницаемость, водоустойчивость, прочность и деформируемость. Поэтому учет, оценка и прогноз возможного развития процессов химического уплотнения и укреплении пород представляют определенный практический интерес.

Биологическое поглощение характеризуется образованием и накоплением в породе различных веществ в результате жизнедеятельности микроорганизмов, растений и животных. Развивающиеся таким образом биогенные процессы, подобно химическим процессам, вызывают изменение внешнего облика пород, физического состояния, свойств и состава. Роль биологического поглощения особенно заметна на начальных стадиях формирования пород.

Из сказанного следует, что различные виды поглощения в песчаных и глинистых породах имеют большое значение для понимания природы свойств и прогноза их изменения.

Структурные связи в глинистых породах. Глинистые породы в зависимости от степени развития структурных связей и их прочности могут занимать определенное промежуточное положение между жидко- или вязкотекучими и твердыми телами. Структурные связи в этих породах возникают в результате взаимодействия между ионами и атомами кристаллических решеток минералов, слагающих частицы, а также между ними и ионами, атомами и молекулами цементирующего вещества пород. С физической точки зрения эти связи обусловлены силами молекулярного (ван-дер-ваальсовы силы), ионного, атомного и магнитного притяжения и отталкивания между частицами и частично капиллярными силами.

Следовательно, связность глинистых пород возникает в результате как непосредственного взаимодействия между частицами, так и при их цементации («склеивании») различными веществами, образующими пленки (слои) на их поверхности или заполняющими поры.

Как следует из современных теоретических представлений [Дерягин Б. В., 1934—1956 гг.; Лифшиц Е. М., 1954—1955 гг.; Нерпин С. В., 1967 г. и др.], при непосредственном сближении частиц возникают молекулярные упругие силы сопротивления сжатию, сдвигу и растяжению. Если по поверхности частиц кроме молекулярных сил действуют и другие, они усиливают или ослабляют их взаимодействие. Силы притяжения и отталкивания изменятся с изменением расстояния между частицами. При увеличении его они ослабевают, однако сохраняются до некоторых пределов в виде сил дальнего действия («эстафетный механизм»). За пределами силового поля поверхностные силы равны нулю.

По исследованиям Б. В. Дерягина, существуют три характерных случая соотношения потенциалов сил, действующих на поверхности частиц.

1. Потенциалы поверхностных сил сближающихся частиц равны по величине и знаку. Между частицами всегда действуют силы отталкивания.

2. Потенциалы поверхностных сил различны по знаку. Между частицами на всех расстояниях действуют силы притяжения.

3. Потенциалы поверхностных сил одинаковы по знаку, но различны по величине. При этом соотношении потенциалов силы отталкивания действуют при больших расстояниях между частицами, но переходят в силы притяжения при малых расстояниях между ними.

Величина и знак поверхностных сил зависят как от строения кристаллической решетки частиц, так и от состава и минерализации окружающей их водной среды. Хорошо известно, например, что прибавление электролита в глинистую суспензию усиливает взаимодействие частиц, вызывает их коагуляцию (слипание) и образование агрегатов.

Любая глинистая частица стремится к той или иной гидратации, а это вызывает набухание породы. Если сдерживать набухание, можно определить его силу. Набухание является следствием свойств физически связанной воды оказывать расклинивающее давление (взаимного отталкивания) в слое между поверхностями твердых частиц. При увлажнении глинистых пород или изменении состава и минерализации поровых вод изменяются величина и знак поверхностных сил взаимодействующих частиц и их агрегатов и соответственно изменяется связность породы в целом.

На рис. IV-22 приведены кривые распределения поверхностных сил в пределах силового поля тонкодисперсной частицы. Кривая 1 отвечает случаю, когда поверхностные силы за пределами сил упругого отталкивания создают только эффект притяжения между частицами. Кривая 2 относится к случаю, когда силы отталкивания действуют на больших расстояниях, переходят затем при уменьшении расстояния в силы притяжения, вплоть до появления сил упругого отталкивания. Кривые 3 и 4 характеризуют случаи, при которых между частицами на всех расстояниях преобладают силы отталкивания разной природы.

Так как в глинистой породе распределение частиц по размерам, форме, минеральному составу и степени влажности имеет статистический характер, полная энергия взаимодействия между частицами складывается из соотношения сил притяжения и отталкивания, которое определяет в каждом случае равновесие системы. Кроме того, наряду с непосредственным действием поверхностных сил между частицами на связность и свойства по-

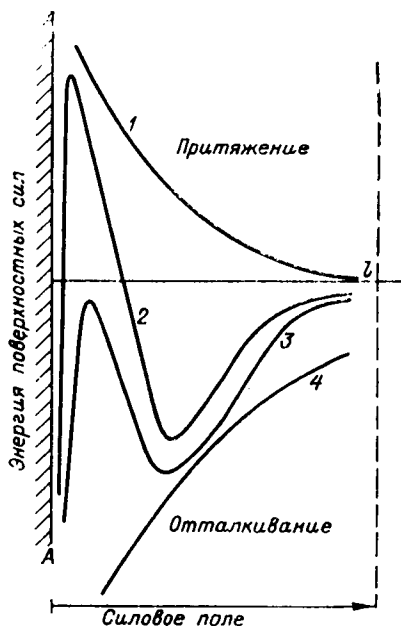


Рис. IV-22. Кривые распределения поверхностных сил притяжения и отталкивания в пределах силового поля частицы.

А—А — граница раздела между твердой частицей и средой; l — расстояние от частицы; штриховая линия — граница диффузного слоя, силового поля частицы.

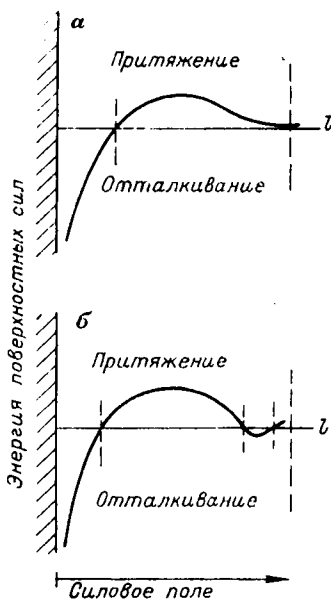


Рис. IV-23. Равнодействующие сил притяжения и отталкивания в пределах силового поля частицы.

а — в пределах силового поля выделяется барьер упругих сил отталкивания ближнего действия; б — выделяются два силовых барьера отталкивания ближнего и дальнего действия.

род существенное влияние оказывают силы, возникающие в результате цементации породы.

Рассматривая силы взаимодействия между отдельными частицами, из которых складывается суммарная энергия связности породы, важно отметить, что на равнодействующей поверхностных сил могут выделяться определенные силовые барьеры ближнего и дальнего действия. Например, на рис. IV-23, а равнодействующая сил притяжения и отталкивания показывает, что при сближении частиц превалируют силы отталкивания, а с удалением частиц друг от друга начинают преобладать силы притяжения, которые затем уменьшаются до нуля. В этом случае для того, чтобы частицы сблизились до полного соприкосновения, надо преодолеть силовой барьер, создающийся силами отталкивания на близких расстояниях. На рис. IV-23, б видно, что если преодолеть силовой барьер отталкивания дальнего действия, то взаимодействие частиц будет определяться силами притяжения. Величина и характер действия силовых барьеров оп-

ределяются не только кинетической энергией частиц, но и особенностями слоев водной среды, их разделяющих. Быстрое слипание (коагуляция) частиц наступает при исчезновении силových барьеров отталкивания дальнего действия.

Важно заметить, что в каждой системе кроме сил притяжения действуют силы отталкивания. Если бы последние отсутствовали, то частицы сблизилась бы с помощью сил притяжения до полного физического соприкосновения и порода превратилась бы в абсолютно твердое тело. Мягкие глинистые породы в природных условиях такими свойствами не обладают. Их связность обусловлена совместным действием сил молекулярных, ионных, атомных, магнитных и капиллярных. Однако в зависимости от условий, в которых находится исследуемая глинистая порода, от ее состояния относительная роль тех или иных сил может быть различной (табл. IV-7). Так, например, при седиментации глинистых осадков в водной среде первоначально глинистые частицы при отсутствии заметной коагуляции либо агрегаты таких частиц при коагуляции не связаны друг с другом, движутся независимо друг от друга под действием силы тяжести, водных течений, теплового движения и т. д. В этот момент объемная концентрация дисперсной фазы мала, поэтому свойства такой системы качественно те же, что и чистой воды, хотя количественно они несколько отличны вследствие повышенной ее вязкости и плотности.

Суспензированные глинистые частицы, находясь в непрерывном движении, сталкиваются друг с другом, слипаются, вступают во взаимодействие под влиянием поверхностных сил. В свежееотложившемся глинистом осадке, образовавшем слой ила, где объемная концентрация глинистых частиц значительно возрастает, взаимодействие частиц увеличивается. Этому способствует и то обстоятельство, что движение частиц не прекращается, а лишь переходит из поступательного в колебательное. В результате этого в свежееотложившемся осадке (даже в самых верхних его горизонтах), представляющем собой еще жидкий, вязкотекучий или липкопластичный гель, возникают структурные связи, пронизывающие всю массу осадка. Эти связи, естественно, не отличаются сколько-нибудь значительной прочностью, они легко нарушаются, например, при механическом воздействии, а затем вновь восстанавливаются. На данной стадии формирования осадка для него характерны тиксотропные превращения.

П. А. Ребиндер [1950 г.] такие связи назвал тиксотропно-коагуляционными. При их возникновении происходит переход золя в гель, в котором наряду с большой гидратированностью появляется механическая прочность и упругость сдвигу. Тиксотропно-обратимые связи характерны для явно- или скрыто-текучего или скрыто-липкопластичного состояния осадка. Высокая гидратированность свежееотложившихся глинистых

Т А Б Л И Ц А IV-7

Природа и характер структурных связей в глинистых породах различных видов (по В. Д. Ломтадзе)

Степень литификации	Тип породы	Физическое состояние	Степень гидратированности	Физическая природа структурных связей	Вид структурных связей, образующихся при определенных геологических условиях
Предельно малая	Глинистый ил	Текущее, скрытотекучее	Весьма высокая	Молекулярные, отчасти магнитные	Тиксотропно-коагуляционные
Малая	Глина мягкая	Скрытотекучее, явно- или скрыто-вязко-пластичное, пластичное	Высокая	Молекулярные, магнитные	Тиксотропно-коагуляционные
Средняя	Глина уплотненная	Явно- или скрытопластичное	Умеренная	Молекулярные, магнитные, частично ионные	Частично коагуляционно-тиксотропные, частично цементационные — конденсационно-кристаллизационные
Высокая	Аргиллит	Полутвердое	Малая	Ионные, магнитные, частично атомные (ковалентные) и молекулярные	Кристаллизационно-конденсационные (цементационные) при подчиненном значении коагуляционных
Предельно высокая	Аргиллит сланцеватый	Твердое	Очень малая	Ионные, атомные (ковалентные)	Кристаллизационно-конденсационные (цементационные)

осадков ослабляет взаимодействие между глинистыми частицами, препятствует их коагуляции и обуславливает большую подвижность осадка, малую прочность и восстанавливаемость связей при их разрушении. Развитию связей препятствует также магнитное и электростатическое взаимодействие одноименно заряженных глинистых частиц. Единство противодействующих процессов и определяет состояние свежееотложившихся глинистых осадков.

По мере уплотнения глинистого осадка, сопровождающегося дегидратацией и энергичным развитием геохимических процессов, концентрация минеральных частиц и, следовательно, площадь контактов между ними в единице объема осадка увеличивается, что повышает взаимодействие между частицами, усиливает структурные связи. В результате этого резко повышается вязкость осадка, заметно изменяются его состояние и свойства и он постепенно превращается в глинистую породу. Этому способствуют возникновение и развитие явлений синерезиса — сближения частиц под влиянием поверхностных сил при частичном вытеснении воды.

Развивающиеся геохимические и особенно биохимические процессы вызывают разложение и диспергацию малоустойчивых минеральных и органических частиц и агрегатов, образование коллоидных частиц и пленок, которые при постепенной дегидратации цементируют осадок. Одновременно идут процессы кристаллизации новых минеральных образований из пересыщенных водных растворов. В результате изменяется естественный состав осадка и развиваются более прочные и жесткие структурные связи, пронизывающие весь осадок подобно металлическому каркасу в массе бетона. Такие структурные связи П. А. Ребиндер [1950 г.] назвал кристаллизационно-конденсационными. Они образованы прочными химическими связями (главными валентностями) и обычно обладают упруго-или эластично-хрупкими свойствами. Развивающиеся жесткие цементационно-кристаллизационные связи лишают глинистую породу тиксотропных свойств. В обычных условиях под влиянием внешних усилий она необратимо разрушается, деформируется. Однако монолитность и прочность породы могут восстанавливаться при дальнейшем развитии процессов кристаллизации и цементации.

Таким образом, при литификации глинистых пород возникают и постепенно упрочняются структурные связи. Их образование — это взаимообусловленный процесс изменения состояния и вещественного состава, а следовательно, и свойств осадка, а затем и породы. Физическую природу процесса образования структурных связей можно представить следующим образом.

В глинистых осадках, как и в других гетерогенных системах, действуют силы притяжения и отталкивания между ми-

неральными частицами. Природа этих сил, как нам представляется, имеет нечто общее с силами, удерживающими атомы, ионы и молекулы в кристаллической решетке минералов. Эти силы обуславливают взаимное притяжение частиц и образование микроагрегатов. Согласно теоретическим представлениям Б. В. Дерягина [1934 г.], силы притяжения между двумя частицами уменьшаются с уменьшением размера частиц, т. е.

$$A = 2\pi r\sigma,$$

где A — сила взаимного притяжения; r — средний радиус частиц; σ — поверхностная энергия на границе раздела между частицами и промежуточной средой.

Внешней силой, противодействующей слипанию частиц, в первую очередь является сила тяжести, но она по величине пропорциональна объему частиц. При уменьшении размера частиц силы прилипания уменьшаются медленнее, чем гравитационные. В результате при определенных размерах частиц ($< 0,01$ мм) силы прилипания оказываются большими, чем противодействующие им силы, происходит связывание частиц, образование микроагрегатов. Силы притяжения изменяются в зависимости от характера среды. Если на поверхности частиц адсорбируются молекулы среды (например, воды), силы притяжения частиц уменьшаются. Расчеты показывают, что для гидратированных частиц эти силы не превышают $0,05$ — $0,1$ МПа [Вершинин П. В., 1941 г.]. При высыхании образовавшихся микроагрегатов силы прямого притяжения между частицами могут увеличиваться и достигать $0,5$ — $1,0$ МПа. Взаимному притяжению минеральных частиц кроме силы тяжести противодействуют также силы расклинивающего давления тонких пленок воды, проникающей между частицами, которые могут достигать большого значения [Дерягин Б. В., 1934 г.].

Структурные связи в глинистых породах, обусловленные только молекулярными силами, не могут образовывать крупных водостойких агрегатов и микроагрегатов. На основании этого И. Н. Антипов-Каратаев [1948 г.] сделал вывод, что взаимное прилипание частиц под влиянием молекулярных сил притяжения является лишь первой стадией формирования агрегатов. На второй стадии увеличиваются их прочность и водостойкость. В соответствии с этим Н. Я. Денисов [1951 г.] и предложил различать в глинистых породах первичное сцепление и сцепление упрочнения. Н. Н. Маслов называет структурные связи, обусловленные молекулярными силами, связностью, а цементацию — структурным сцеплением, хотя известно, что связность и сцепление в физическом отношении одно и то же.

Увеличение прочности и водостойкости агрегатов и микроагрегатов, как это доказано многочисленными экспериментальными исследованиями, несомненно, связано с процессами

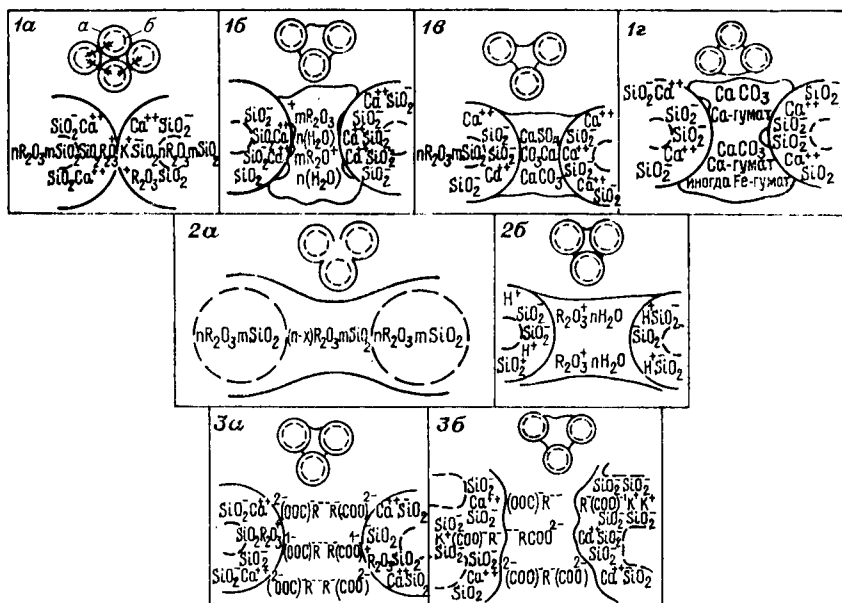


Рис. IV-24. Схема возможного строения агрегатов (по И. Н. Антипову-Каратаеву, В. В. Келлерман и Д. В. Хан).

1a — 3b — схемы строения агрегатов.

склеивания и цементации минеральных частиц химическими и коллоидными соединениями, т. е. с процессами развития химических (ионных, ковалентных, водородных) и магнитных сил.

Строение агрегатов, слагающих глинистые породы, в настоящее время изучено недостаточно. Из известных в этом отношении исследований наибольшего внимания заслуживают схемы возможного строения агрегатов, предложенные И. Н. Антиповым-Каратаевым и его сотрудниками [1948 г.]. По этим схемам (рис. IV-24) агрегаты могут быть образованы либо в результате непосредственного прилипания минеральных частиц друг к другу под влиянием молекулярных сил, либо в результате склеивания их различными веществами: а) минеральным веществом, превращающимся из золя в гель, коагель гидратов полуторных окислов либо кремнезема; б) кристаллами солей, выпадающими при соответствующих условиях из растворов, пропитывающих породы; в) органическими соединениями, превращающимися из золя в гель.

В первой группе агрегатов основные валентные связи «клеящего» вещества нейтрализованы средой, поэтому взаимодействие минеральных частиц с «клеящим» веществом осуществляется только под влиянием молекулярных сил. Вслед-

ствие этого прочность агрегатов этой группы мала. Вторая группа может быть образована при помощи так называемых защитных поверхностных пленок, которые образуют общий кристаллический мостик промежуточного химического состава в результате химического взаимодействия цементирующего вещества с минеральными частицами. Возникающие таким образом новые механические элементы отличаются большей прочностью и водостойкостью, чем агрегаты первой группы. Третья группа агрегатов может быть образована в результате склеивания (цементации) минеральных частиц гумусовыми и другими органическими соединениями. При образовании таких агрегатов валентные (и молекулярные) связи могут распространяться либо только по внешней поверхности минеральных частиц (например, кристаллы каолинита, гидрослюда), либо полярные гумусовые соединения могут проникать в межпакетное пространство кристалла, например монтмориллонита, и тем обеспечивать большую прочность агрегатов. Агрегаты этой группы отличаются наибольшей прочностью и водостойкостью.

Таким образом, согласно современным представлениям образование структурных связей в глинистых породах может происходить либо в результате простого прилипания минеральных частиц друг к другу, либо в результате склеивания (цементации) их новыми минеральными или органическими веществами, сорбированными на поверхности минеральных частиц или заполняющими поры между ними.

На прочность структурных связей в глинистых породах влияют: 1) минеральный состав, 2) степень дисперсности, 3) влажность, 4) плотность, 5) состав цементирующего вещества и характер цементации. Все эти факторы являются следствием условий отложения глинистых осадков, а также результатом последующих этапов их преобразования диагенетическими и катагенетическими процессами.

При инженерно-геологической характеристике глинистых пород структурные связи следует изучать с точки зрения их природы (молекулярные, ионные, ковалентные, водородные, магнитные), вида (тиксотропно-коагуляционные, кристаллизационно-конденсационные), времени образования (сингенетические — первичные, эпигенетические — вторичные), водостойчивости (водоустойчивые, водонеустойчивые), механической прочности (прочные — жесткие, упругие, непрочные — пластичные) и т. д.

Тиксотропные явления в глинистых породах. Многие глинистые породы могут разжижаться или размягчаться при встряхивании или под влиянием других механических воздействий, а затем после их прекращения вновь самопроизвольно с большей или меньшей скоростью восстанавливать свое состояние и прочность. Такие обратимые явления называют тик-

сотропными или тиксотропией (изменение при соприкосновении).

Свойством тиксотропии обладают самые различные глинистые породы — глинистые тонко- и мелкозернистые пылеватые пески, супеси, суглинки и глины с повышенной влажностью и неустойчивой консистенцией при нарушении естественного сложения. Тиксотропия характерна для глинистых пород текучей, вязкотекучей, липко- и вязкопластичной консистенции и, как свидетельствует Б. М. Гуменский [1961 г.], иногда может проявляться при интенсивной вибрации даже в породах полутвердых.

Тиксотропные изменения в глинистых породах протекают по-разному в зависимости от их дисперсности (глинистости), минерального состава тонкодисперсной (глинистой) части, физического состояния — влажности, плотности и консистенции, минерализации и состава поровых вод, а также интенсивности механических воздействий. Одни глинистые породы, например монтмориллонитовые гидрофильные, легко разжижаются и затем быстро восстанавливают свою прочность в полной мере, другие, например каолинитовые мало гидрофильные, трудно размягчаются и разжижаются и медленно восстанавливают свое состояние и прочность. У многих пород после нарушения сложения прочность восстанавливается только частично. Как указывает Б. М. Гуменский, некоторые породы вообще не разжижаются, а только размягчаются, причем прочность их снижается, а восстанавливается лишь частично после прекращения механического воздействия. Следовательно, склонность разных глинистых пород к тиксотропным изменениям неодинакова, что связано с различным их физическим состоянием и особенностями структурных связей.

Тиксотропные изменения являются результатом разрушения структурных связей, уменьшения их прочности и расслабления породы (релаксация сил сцепления) и затем восстановления структурных связей и упрочнения породы. Такие обратимые явления характерны для пород, обладающих главным образом молекулярными, водородными и магнитными структурными связями, т. е. связями, обусловленными непосредственным взаимодействием частиц и агрегатов между собой. Такие связи отличаются малой прочностью, мобильностью и обратимостью, большое пластифицирующее влияние на них оказывает свободная иммобилизованная и физически связанная вода. Поэтому такие связи и называют коагуляционно-тиксотропными.

Если связность глинистой породы обусловлена не только коагуляционно тиксотропными силами, но и конденсационно-кристаллизационными (цементирующим действием различных веществ), тиксотропные изменения в ней протекают затрудненно и частично. Размягчение и разжижение такой породы

возможны после разрушения цементационных необратимых связей, а восстановление состояния и прочности происходит за счет коагуляционно-тиксотропных связей. Потенциальной способностью к тиксотропному разупрочнению под воздействием внешней нагрузки обладают только чувствительные породы, т. е. такие, в которых возможно лавинное разрушение структурных связей. Показателем этой способности является чувствительность породы (см. ниже, гл. VIII). Чем она больше, тем выше степень потенциальной способности пород к тиксотропному разупрочнению. Мерой потенциальной способности породы к тиксотропному разупрочнению является их «зыбкость», т. е. способность разжижаться и растекаться под влиянием вибрации. Чем больше будет деформироваться, растекаться порода при таком динамическом воздействии, тем более она способна к тиксотропным изменениям. Наконец, очень важным показателем способности пород к тиксотропии является время восстановления их физического состояния и прочности после механического воздействия на них. Чем быстрее порода восстанавливает свою прочность и физическое состояние, тем большей потенциальной способностью к тиксотропным изменениям она обладает.

При инженерно-геологическом изучении глинистых пород учет и оценка их тиксотропных свойств имеет очень большое значение. Тиксотропия может резко изменять устойчивость и прочность глинистых пород при воздействии на них статических и динамических нагрузок и вызывать нарушение устойчивости сооружений, значительные их осадки, развитие оползневых явлений, увеличение давления пород на ограждения, ухудшение состояния проезжей части дорог и др. Расслабление и разжижение пород часто создают большие трудности при выполнении строительных работ. Однако тиксотропное упрочнение пород, восстановление их устойчивости и прочности со временем имеет и важное положительное значение, так как при этом улучшаются условия устойчивости склонов, откосов, а также условия строительства и эксплуатации сооружений. Поэтому при инженерно-геологических исследованиях необходимо учитывать и оценивать возможность развития тиксотропных явлений.

Глава V

СОСТАВ РЫХЛЫХ НЕСВЯЗНЫХ И МЯГКИХ СВЯЗНЫХ ПОРОД

Состав песчаных, гравелистых, щебенистых, галечных и особенно глинистых пород и глин в значительной степени определяет их физико-механические свойства. Однако прямой количественной связи между составом и свойствами пород пока не установлено. Поэтому вещественный состав (гранулометрический, минеральный и химический) является главным образом классификационным показателем, позволяющим одновременно судить и о некоторых свойствах, и об условиях образования рыхлых несвязных и мягких связных пород.

V-1. Гранулометрический состав

Гранулометрический, или механический, состав характеризует осадочные породы в отношении их дисперсности, т. е. размеров слагающих частиц. Он выражает процентное содержание в породе групп частиц (фракций) различных размеров, взятых по отношению к массе абсолютно сухой породы. Размер фракций, слагающих ту или иную породу, выражают обычно в миллиметрах.

Глинистые породы состоят в основном из частиц, измеряемых сотыми и тысячными долями миллиметра. Однако в виде примесей и включений в них могут встречаться также частицы и обломки более крупные и грубые. Песчаные и другие грубообломочные породы состоят из частиц, размер которых измеряется преимущественно десятками долями миллиметра, единицами, десятками и сотнями миллиметров. Они могут иметь примеси и более мелких частиц — пылеватых (алевроитовых) и глинистых (пелитовых).

В инженерно-геологической практике при классификации обломочных и глинистых пород по гранулометрическому составу различают фракции, показанные в табл. V-1.

Из приведенной классификации видно, что к глинистым (пелитовым) относятся частицы размером менее 0,002 мм. Выделение глинистых частиц производят обычно отмучиванием, по скорости падения частиц в воде, для определения которой

Т А Б Л И Ц А V-1
Классификация фракций

Фракции	Размер фракции, мм	Фракции	Размер фракции, мм
Валуны и глыбы:		Песчаные частицы:	
крупные	>800	грубые	2—1
средние	800—400	крупные	1—0,5
мелкие	400—200	средние	0,5—0,25
Галька и щебень:		мелкие	0,25—0,10
очень крупные	200—100	тонкие	0,10—0,05
крупные	100—60	Пылеватые частицы:	
средние	60—40	крупные	0,05—0,01
мелкие	40—20	мелкие	0,01—0,002
Гравий и дресва:		Глинистые частицы:	
крупные	20—10	грубые	0,002—0,001
средние	10—4	тонкие	<0,001
мелкие	4—2		

раньше пользовались формулой Сабанина, теперь формулой Стокса. По Стоксу, скорость падения частиц в воде

$$v = \frac{2}{9} gr^2 \frac{\gamma_{\text{ч}} - \gamma_{\text{в}}}{\eta},$$

где v — скорость падения частиц в воде, см/с; g — ускорение свободного падения, см/с²; r — радиус частиц, мм; $\gamma_{\text{ч}}$ — плотность частиц, г/см³; $\gamma_{\text{в}}$ — плотность воды, г/см³; η — вязкость воды, м²/с.

По формуле Стокса частицы размером менее 0,002 мм имеют скорость падения в спокойной воде 0,00046 см/с и менее. По формуле Сабанина скоростью, близкой к этой, обладают частицы менее 0,005 мм. Следовательно, частицы менее 0,002 мм по Стоксу эквивалентны частицам менее 0,005 по Сабанину. В настоящее время доказано, что формула Стокса более точна. Поэтому как в Советском Союзе, так и в Западной Европе и в США расчет скорости падения частиц в воде при отмучивании и выделении глинистых частиц производят только по формуле Стокса.

Эти частицы от всех более крупных резко отличаются по форме и минеральному составу. Преобладающую роль в их составе играют глинистые минералы, представляющие собой особую группу водных силикатов. Форма таких частиц, как правило, пластинчатая, чешуйчатая и листоватая. Следовательно, при отнесении к глинистой фракции частиц размером менее 0,002 мм тем самым выделяют частицы не только определенного размера, но и особого минерального состава и формы. Кроме того, исследованиями советских ученых — В. В. Охотина [1933 г.], С. С. Морозова [1949 г.] и других — доказано, что именно у частиц размером менее 0,002 мм наиболее резко проявляются характерные «глинистые» свойства: увеличива-

ются емкость поглощения и гидрофильность, повышаются влагоемкость, пластичность, липкость, высота капиллярного поднятия, уменьшается водопроницаемость и т. д.

Таким образом, для глинистых частиц характерны не только определенные размер, форма и особый минеральный состав, но и своеобразные свойства. Естественно, что чем больше в глинистой породе содержится глинистых частиц, тем большим своеобразием состава и свойств она обладает. Следует заметить, что часто в научной и технической литературе ошибочно к глинистым относят частицы размером менее 0,005 мм, а не менее 0,002 мм, т. е. поступают так, как поступали раньше, когда пользовались формулой Сабанина.

Пылеватые (алевритовые) частицы размером 0,002—0,05 мм по своему составу и свойствам существенно отличаются как от глинистых, так и от песчаных. В их минеральном составе обычно преобладает кварц, а мелкопылеватые частицы целиком состоят из обломков кварца. Форма пылеватых частиц приближается к сферической, в зависимости от условий образования они имеют различную степень окатанности, но в большинстве случаев плохо окатаны, угловаты. Глинистые свойства у пылеватых частиц выражены слабо. Они обладают значительно меньшей связностью, капиллярностью и пластичностью, слабовлагоемки и от глинистых фракций отличаются заметной водопроницаемостью. Самое главное свойство пылеватых частиц состоит в том, что при увлажнении они легко теряют свою незначительную связность и приобретают подвижность. Поэтому пылеватые породы всегда легко размокают и быстро переходят в пльзунное состояние, а при промерзании весьма склонны к пучению. Эти отрицательные свойства, которые приобретают породы при повышенном содержании в их составе пылеватых частиц, приводят к необходимости даже при классификации подчеркивать их пылеватость.

Песчаные, или псаммитовые (размером 0,005—2 мм), а также гравийно-галечные и другие крупнообломочные, или псефитовые, частицы состоят из обломков минералов и пород. В зависимости от условий образования они могут быть окатанными или угловатыми, в соответствии с чем их подразделяют на гравий и дресву, гальку и щебень, валуны и глыбы. По своим свойствам псаммитовые и псефитовые частицы резко отличаются как от пылеватых (алевритовых), так и, особенно, от глинистых (пелитовых). Они невлагоемки, обладают хорошей водоотдачей, водопроницаемы и сильноводопроницаемы. Капиллярные свойства и влагоемкость в сравнительно слабой степени проявляются только у песков тонко-, мелко- и отчасти среднезернистых.

Следует отметить, что классификация фракций в петрографической практике основывается на принципах, несколько отличных от принципов классификаций, принятых в инженерной

геологии. В петрографических классификациях границы фракций в большинстве случаев устанавливаются условно, но диаметры частиц отдельных фракций находятся в определенном математическом соотношении. Так, например, широко известны десятичные схемы. Согласно этим схемам к пелитовым фракциям относятся частицы диаметром менее 0,01 мм, к алевроитовым — от 0,01 до 0,1 мм, к псаммитовым — от 0,1 до 1,0 мм, к гравелистым — от 1,0 до 10 мм и т. д. Естественно, что такой подход упрощает классификацию, но он не может считаться правильным. Классификация, построенная на таком принципе, не учитывает существующую связь между размерами частиц, их формой, минеральным составом и свойствами.

В природе редко встречаются глинистые, песчаные и галечные породы, состоящие из одной фракции, в большинстве случаев они состоят из смеси различных фракций. В зависимости от относительного содержания в породе тех или иных фракций можно говорить о степени ее однородности или неоднородности, а также соответствующим образом классифицировать. В инженерно-геологической практике при классификации глинистых пород по гранулометрическому составу учитывают содержание в них глинистых, пылеватых, песчаных и гравийных фракций. Для глинистых отложений четвертичного возраста наиболее часто применяется классификация, представленная в табл. V-2 и на рис. V-1. Следует заметить, что в этой классификации термины «суглинок» и «супесь» определяют не только относительное содержание тех или иных фракций в глинистой породе, но и их стратиграфическую принадлежность к образованиям четвертичного возраста. Поэтому классификацию, представленную в табл. V-2, можно применять только для четвертичных отложений. Номенклатура пород учитывает содержание гравелистых фракций не более 10 %. При более высоком их содержании породы становятся гравелистыми и классифицируются согласно табл. V-4 и рис. V-2, например, глина гравелистая, суглинок тяжелый гравелистый и т. д.

Классификация коренных глинистых пород представлена в табл. V-3. В этой таблице под термином «глина» подразумевается порода, не только содержащая в своем составе те или иные фракции, но и претерпевшая некоторую степень литификации, уплотнения. Когда глины достаточно уплотнены и сцементированы, они превращаются в аргиллиты, а глины песчаные, пылеватые — в алевролиты.

Коренные глинистые породы редко классифицируются только по гранулометрическому составу, так как они в большинстве случаев уплотнены, в какой-то степени сцементированы и могут быть отнесены к породам полускальным. Минеральные частицы, их слагающие, большей частью сцементированы в микроагрегаты. Наличие в этих породах цемента создает большие трудности при производстве гранулометриче-

ТАБЛИЦА V-2

**Классификация глинистых пород четвертичного возраста
по гранулометрическому составу**

Породы	Содержание фракций, %		
	глинистых (<0,002)	пылеватых (0,002—0,05)	песчаных (0,05—2)
Глина тяжелая	>60	—	Больше, чем пылеватых
Глина тяжелая пылеватая	>60	Больше, чем песчаных	—
Глина	30—60	—	Больше, чем пылеватых
Глина пылеватая	30—60	Больше, чем песчаных	—
Суглинок тяжелый	20—30	—	Больше, чем пылеватых
Суглинок тяжелый пылеватый	20—30	Больше, чем песчаных	—
Суглинок средний	15—20	—	Больше, чем пылеватых
Суглинок средний пылеватый	15—20	Больше, чем песчаных	—
Суглинок легкий	10—15	—	Больше, чем пылеватых
Суглинок легкий пылеватый	10—15	Больше, чем песчаных	—
Супесь тяжелая	6—10	—	Больше, чем пылеватых
Супесь тяжелая пылеватая	6—10	Больше, чем песчаных	—
Супесь легкая	3—6	—	Больше, чем пылеватых
Супесь легкая пылеватая	3—6	Больше, чем песчаных	—
Песок	<3	—	Больше, чем пылеватых
Песок пылеватый	<3	Больше, чем песчаных	—

ского анализа, так как мелкие фракции полностью или частично коагулируют и результаты анализов изменяются в зависимости от применяемого способа подготовки пород к анализу. Поэтому только один гранулометрический состав коренных глинистых пород для их классификации недостаточен. Такие породы следует классифицировать по комплексу петрографических признаков, т. е. по внешнему виду, структурным и текстурным признакам, по минеральному и химическому составу. Гранулометрический анализ таких пород необходим для определения степени агрегативности частиц, прочности и устойчивости микроагрегатов, а также для изучения минерального состава частиц, слагающих микроагрегаты и породу в целом. Таким образом, при инженерно-геологическом изуче-

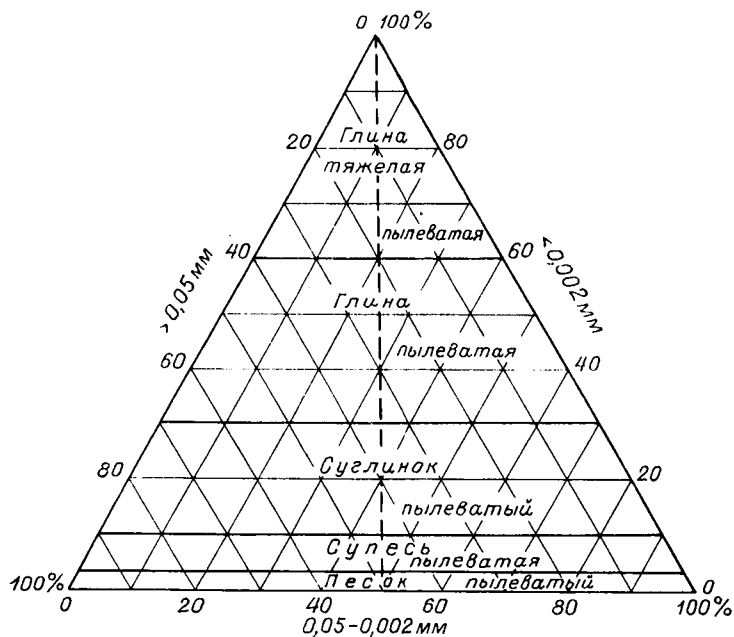


Рис. V-1. Схема классификации глинистых пород по гранулометрическому составу.

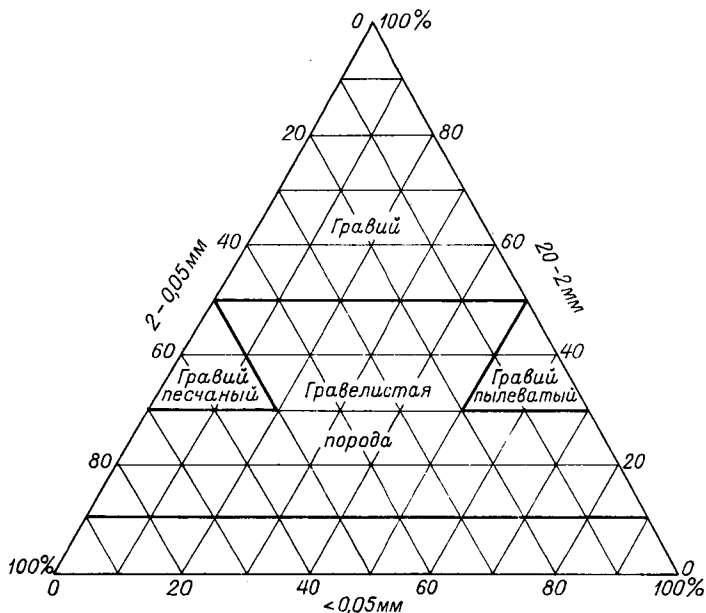


Рис. V-2. Схема классификации гравелистых пород по гранулометрическому составу.

Т А Б Л И Ц А V-3
Классификация коренных глинистых пород
по гранулометрическому составу

Породы	Содержание фракций, %		
	глинистых (<0,002)	пылеватых (0,002—0,05)	песчаных (0,05—2,0)
Глина тяжелая	>60	—	Больше, чем пылеватых
Глина тяжелая пылеватая (алевроитовая)	>60	Больше, чем песчаных	—
Глина	30—60	—	Больше, чем пылеватых
Глина пылеватая (алевроитовая)	30—60	Больше, чем песчаных	—
Глина песчанистая	20—30	—	Больше, чем пылеватых
Глина песчанистая пылеватая (алевроитовая)	20—30	Больше, чем песчаных	—
Глина песчаная	15—20	—	Больше, чем пылеватых
Глина песчаная пылеватая (алевроитовая)	15—20	Больше, чем песчаных	—
Глина сильнопесчаная	10—15	—	Больше, чем пылеватых
Глина сильнопесчаная пылеватая (алевроитистая)	10—15	Больше, чем песчаных	—

Т А Б Л И Ц А V-4
Классификация гравелистых пород (по Н. Н. Иванову)

Породы	Содержание фракций, %	
	гравийных (2—20 мм)	песчаных (0,05—2 мм)
Гравелистая порода (песок, супесь и т. д.)	10—50, но меньше, чем песчаных или пылевато-глинистых, отдельно взятых	—
Гравий песчаный	30—50, но больше, чем песчаных или пылевато-глинистых, отдельно взятых	Больше, чем пылеватых и глинистых
Гравий пылеватый	То же	Меньше, чем пылеватых и глинистых
Гравий	>50	Больше, чем пылеватых и глинистых

нии свойств коренных глинистых пород гранулометрический состав используется как дополнительная характеристика.

Замечания относительно трудности определения гранулометрического состава некоторых типов коренных глинистых пород относятся и к некоторым глинистым породам четвертичного возраста, содержащим водорастворимые соли. Результаты анализов таких пород также в значительной степени зависят от применяемого способа подготовки их к анализу.

Песчаные породы следует классифицировать по содержанию преобладающей фракции согласно табл. V-5. Такой принцип классификации позволяет даже макроскопически давать довольно точное определение песков, согласующееся, как правило, с результатами гранулометрических анализов. Кроме того, эта классификация наиболее полно отражает важнейшие свойства песков — прочность (сопротивление сдвигу), сжимаемость, капиллярность, размываемость и др. Следовательно, гранулометрический состав песков в данном случае хорошо согласуется с их свойствами.

Необходимо, однако, отметить, что в действующих в настоящее время строительных нормах и правилах (СНиП II—15—74) дается другая классификация (табл. V-6), имеющая очень серьезные недостатки. Так, например, по этой классификации песок следует называть крупным, если масса частиц крупнее 0,5 мм составляет в нем более 50 %, хотя количество крупнозернистых песчаных частиц в породе может быть ничтожно малым. Естественно, что такая порода будет обладать свойствами (прочностью — сопротивлением сдвигу), не характерными для крупного песка. На этом ошибочном принципе по массе суммы различных фракций классифицируются все разности песков в СНиП II—15—74.

Опыт ее применения показывает следующее: 1) названия песчаных пород по этой классификации, как правило, не соответствуют их гранулометрическому составу; 2) выделяемые разности пород не отражают их свойств; 3) при макроскопическом изучении пород пользоваться этой классификацией невозможно, так как полевые описания, как правило, не согласуются с данными гранулометрических анализов; 4) в ней не выделяются тонкозернистые пески, широко распространенные среди морских, лагунных, озерных, аллювиальных и отчасти флювиогляциальных отложений; 5) неправильно выделяются пылеватые пески как особая разность. Пылеватыми могут быть любые пески, если в их составе наблюдается повышенное содержание пылеватых фракций. Все перечисленные недостатки рассматриваемой классификации позволяют считать ее научно не обоснованной и неприемлемой для решения инженерно-геологических задач.

Для определения гранулометрического состава пород производят гранулометрический анализ. Наиболее часто применя-

Т А Б Л И Ц А V-5
Классификация песчаных пород

Пески	Содержание фракций, %				
	2—1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,05
Грубозернистые	>50	—	—	—	—
Грубозернистые пылеватые	>50	—	—	—	—
Крупнозернистые	—	>50	—	—	—
Крупнозернистые пылеватые	—	>50	—	—	—
Среднезернистые	—	—	>50	—	—
Среднезернистые пылеватые	—	—	>50	—	—
Мелкозернистые	—	—	—	>50	—
Мелкозернистые пылеватые	—	—	—	>50	—
Тонкозернистые	—	—	—	—	>50
Тонкозернистые пылеватые	—	—	—	—	>50
Разнозернистые	Нет преобладающей фракции				
Разнозернистые пылеватые	То же				

Пр и м е ч а н и е. Содержание фракции 0,05—0,002 мм в пылеватых породах больше, чем сумма всех песчаных фракций, кроме доминирующей.

Т А Б Л И Ц А V-6
Виды крупнообломочных и песчаных пород по СНиП II—15—74

Виды крупнообломочных и песчаных пород	Распределение частиц по крупности, % от веса сухой породы
Крупнообломочные	
Валунные породы (при преобладании неокатанных частиц — глыбовые)	Вес частиц крупнее 200 мм составляет более 50 %
Галечные породы (при преобладании неокатанных частиц — щебенистые)	Вес частиц крупнее 10 мм составляет 50 %
Гравийные породы (при преобладании неокатанных частиц — дресвяные)	Вес частиц крупнее 2 мм составляет 50 %
Песчаные	
Песок гравелистый	Вес частиц крупнее 2 мм составляет более 25 %
Песок крупный	Вес частиц крупнее 0,5 мм составляет более 50 %
Песок средней крупности	Вес частиц крупнее 0,25 мм составляет более 50 %
Песок мелкий	Вес частиц крупнее 0,1 мм составляет более 75 %
Песок пылеватый	Вес частиц крупнее 0,1 мм составляет менее 75 %

Пр и м е ч а н и е. Для установления наименования пород по табл. V-6 последовательно суммируются проценты содержания частиц исследуемой породы сначала крупнее 200 мм, затем крупнее 10 мм, далее крупнее 2 мм и т. д. Наименование породы принимается по первому удовлетворяющему показателю в порядке расположения наименований в таблице.

Т А Б Л И Ц А V-7
Методы гранулометрического анализа пород

Методы	Способ определения содержания фракций
Прямые	
Ситовой	Рассеивание на ситах
Метод Сабанина, пипеточный и др.	Отмучивание в воде
Визуальный	Визуальное исследование пород
Косвенные	
Метод Рутковского	По набуханию глинистых частиц при их увлажнении и отмучивании песчаных частиц в воде
Ареометрический	Измерение плотности суспензии

емые методы этого анализа могут быть разделены на прямые и косвенные (табл. V-7). Первые позволяют непосредственно выделять отдельные фракции, взвешивать их и определять процентное содержание в породе, а также использовать выделенные фракции, например, для изучения минерального состава. Вторые не предусматривают разделения породы на фракции, они основаны на изучении некоторых свойств исследуемой породы, по изменению которых можно судить о содержании в ней тех или иных фракций. Описание методов гранулометрического анализа дается в соответствующих руководствах [39, 40]. Результаты гранулометрических анализов обычно приводят в виде таблиц, в которых показывают процентное содержание в породе различных фракций. Для наглядного представления о составе и степени однородности породы строят различные графики (рис. V-3, V-4, V-5).

Мерой неоднородности гранулометрического состава песчаных и глинистых пород служит коэффициент неоднородности

$$K_n = d_{60}/d_{10},$$

где d_{60} — контролирующий диаметр частиц; d_{10} — действующий, или эффективный, диаметр частиц.

Под действующим, или эффективным, обычно понимают такой диаметр частиц, меньше которого в породе имеют 10 % от всех частиц. Его определяют по интегральной кривой гранулометрического состава породы (рис. V-5). Эта условная величина предложена для того, чтобы приравнять водопроницаемость неоднородной по составу породы к водопроницаемости некоторой однородной породы. Раньше действующим диаметром частиц пользовались при определении коэффициента фильтрации песчаных пород по эмпирическим формулам.

Контролирующим диаметром частиц называют такой, меньше которого в данной породе обладают 60 % частиц. Его

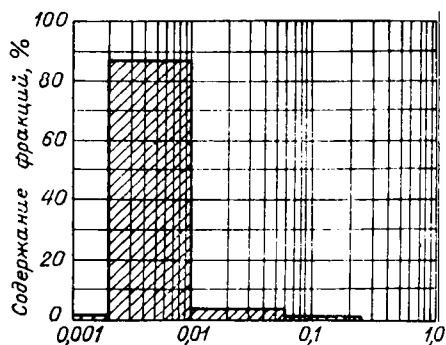


Рис. V-3. Диаграмма гранулометрического состава однородной глинистой породы.

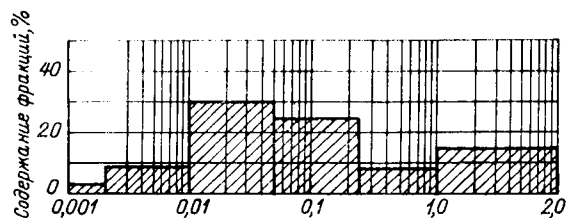


Рис. V-4. Диаграмма гранулометрического состава неоднородной глинистой породы.

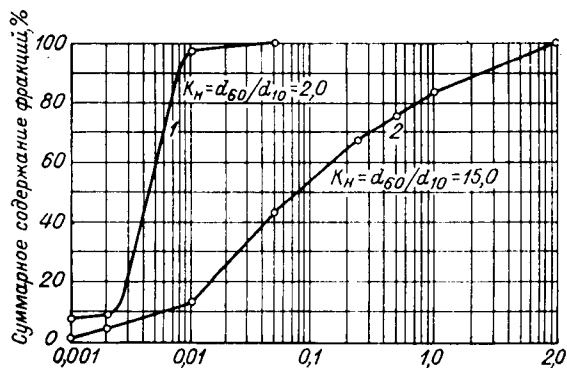


Рис. V-5. Интегральные кривые гранулометрического состава глинистых пород.

1 — однородной; 2 — неоднородной.

определяют также по интегральной кривой гранулометрического состава. При коэффициенте неоднородности песчаных пород больше 3, а глинистых — больше 5 они считаются неоднородными.

При инженерно-геологическом изучении обломочных и глинистых пород почти всегда целесообразно определять их гранулометрический состав. Это позволяет: 1) классифицировать их на типы, которые можно выделять на геологических колонках, разрезах, картах и т. д.; 2) давать структурную характеристику пород; 3) сравнивать эти породы между собой в колонках и на разрезах на разных глубинах и участках, оценивать степень их однородности в пределах той или иной строительной площадки; 4) примерно судить об особенностях условий образования пород и их минеральном составе; 5) оценивать породы как строительный материал для возведения плотин, дамб, насыпей и подбирать оптимальные механические смеси для дорожных и других целей; 6) примерно характеризовать их физико-механические свойства; 7) оценивать сопротивляемость их разработке тем или иным способом и инструментом и в результате классифицировать на строительные категории, категории по буримости и т. д.

Гранулометрический состав глинистых пород служит также важным показателем при оценке их как сырья для черепичного, кирпичного и гончарного производства, для изготовления огнеупорных и других строительных материалов. Гранулометрический состав песчаных и других обломочных пород позволяет оценивать их пригодность для бетона, балласта и дорожных покрытий, а также заполнителя фильтров, дренажей и для других целей.

V-2. Минеральный состав

Одной из важнейших характеристик рыхлых несвязных и мягких связных горных пород является их минеральный состав. Как установлено новейшими исследованиями, природа свойств, например, глин и глинистых пород в значительной степени определяется именно их минеральным составом и главным образом составом тонкодисперсной части, в зависимости от которой находится активное физико-химическое взаимодействие глин с водой. Однако до недавнего времени это обстоятельство совершенно не учитывалось. Недооценивается оно в достаточной степени многими и сейчас. Поэтому в инженерно-геологической практике длительное время состав глинистых пород характеризовался преимущественно гранулометрией, а минеральный состав если и определялся, то главным образом грубодисперсной их части. Тонкодисперсная (глинистая) часть, определяющая свойства глин, оставалась плохо изученной, так как основные порообразующие минералы, составляющие глинистые породы, имеют размеры тысячных долей милли-

метра и поэтому при существовавших до недавнего времени методах исследований оставались недоступными для изучения. Только после того, как широкое распространение получили более точные методы исследований (рентгеноструктурный, термический, электронномикроскопический и др.), было установлено, что в составе глинистых пород принимают участие совершенно своеобразные порообразующие минералы, получившие название глинистых. Впоследствии было установлено, что именно состав глинистых минералов определяет свойства глинистых пород. Большие заслуги в изучении глинистых минералов принадлежат советским ученым.

В составе грубодисперсной части глин и глинистых пород преобладающую роль играют реликтовые минералы — продукты механического разрушения первичных пород (кварц, полевые шпаты, роговая обманка, авгит, слюды, карбонаты, некоторые рудные минералы и др.). Тонкодисперсная коллоидная часть обычно содержит мало первичных продуктов механического разрушения реликтовых минералов, а состоит из продуктов химического разложения различных горных пород, как оставшихся на месте своего образования, так и переотложенных.

Как показывает опыт исследования глин и глинистых пород, в составе их тонкодисперсной части (фракция $<0,002$ мм) преобладающую роль играют глинистые минералы, представляющие собой своеобразную группу водных алюмосиликатов, железистых и магнезиальных силикатов. Кроме того, в ней встречаются также окислы и гидраты окисей кремния, железа и алюминия (табл. V-8).

Как видно из этой таблицы, все минералы по отношению молекулярных количеств $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ подразделяются на группы. Крайними из них являются группа, имеющая отношение, равное нулю (группа минералов полуторных окислов), и группа с отношением, равным бесконечности (группа минералов окислов кремния). Промежуточное положение занимают группы глинистых минералов, представляющих собой различные соединения кремнекислоты с полуторными окислами, т. е. различные алюмосиликаты, железистые и магнезиальные силикаты.

В глинистых породах встречаются также минералы из группы простых водорастворимых солей — кальцит, доломит, гипс, галит, мирабилит и др. Кроме того, определенное значение в их составе имеют примеси органики, представленной растительными остатками. Степень разложенности их различная — от побуревших остатков стеблей, корней до хорошо разложившейся гумусовой массы. С увеличением содержания органики и повышением степени ее разложенности заметно усиливаются коллоидные свойства пород, повышаются их гидрофильность, влагоемкость, деформируемость и снижается прочность. Поэтому при содержании в песчаных породах от 3 до 10 %

ТАБЛИЦА V-8

Минералы, наиболее часто встречающиеся в глинах
и глинистых породах

Группа	Главные представители группы	Химический состав по А. Г. Бетехтину	Молекулярное отношение $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$
Окислы и гидраты окисей алюминия	Диаспор	HAlO_2	0
	Бёмит	AlOOH	0
	Гидраргиллит	$\text{Al}(\text{OH})_3$	0
Окислы и гидраты окисей железа	Гематит	$\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$	0
	Гётит	HFeO_2	0
	Лимонит	$\text{HFe}_2\text{O}_3 \cdot \text{aq}$	0
Глинистые минералы	Аллофон (аморфный)	$m\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{SiO}_2 \cdot p\text{H}_2\text{O}$	1
	Каолинит	$\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_8$	2
	Накрит	$\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_8$	2
	Диккит	$\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_8$	2
	Галлуазит	$\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	2
	Гидромусковит	$\text{K}_{<1}\text{Al}_2[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	2
	Иллит	$\text{K}_{<1}\text{Al}_2[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	2
	Монотермит	$\text{K}_{<1}\text{Al}_2[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	2
	Серицит	$\text{K}_{<1}\text{Al}_2[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	2
	Гидробиотит	$\text{K}_{<1}(\text{Mg}, \text{Fe})_3[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_2 \times n\text{H}_2\text{O}$	2
	Глауконит	$\text{K}_{<1}(\text{Fe}^{3+}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_2 \times n\text{H}_2\text{O}$	2
	Бейделлит	$\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	3
	Монтмориллонит	$m\{\text{Mg}_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_2\} \cdot p\{(\text{Al}, \text{Fe})_2 \times [\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_2\} \cdot n\text{H}_2\text{O}$	4
	Нонтронит	То же	4
Окислы и гидраты окисей кремния	Опал	$\text{SiO}_2 \cdot \text{aq}$	∞
	Халцедон	SiO_2	∞
	Кварц	SiO_2	∞

растительных остатков, а в глинистых от 5 до 10 % обязательно отмечают их присутствие, а породы, содержащие их от 10 до 60 %, называют гумусированными или заторфованными. Породы, содержащие более 60 % органики, относят к торфам (СНиП II—15—74). Породы сильно гумусированные, заторфованные и торф по инженерно-геологической классификации принадлежат к V группе, т. е. к породам особого состава и происхождения.

Из приведенной характеристики видно, что глины и глинистые породы по составу полиминеральные. Они состоят из следующих минералов: 1) осадочных новообразований, представленных несколькими группами глинистых минералов, обычно преобладающих; 2) минералов из группы окислов, гидратов окисей кремния, железа и алюминия; 3) реликтовых (обломочных) неразложившихся, но тонкоизмельченных первичных минералов, имеющих подчиненное значение; 4) минералов из группы простых солей, встречающихся в виде примесей, включений, стяжений и т. п.; 5) органических остатков и органических соединений.

Как показывают новейшие исследования, из всех компонентов глин и глинистых пород руководящими, определяющими их свойства и указывающими на условия образования являются глинистые минералы. Из многочисленных глинистых минералов в глинистых породах наиболее часто встречаются минералы трех групп: каолинита, гидрослюд (иллита) и монтмориллонита. Общие черты глинистых минералов — это незначительные размеры их кристаллов (меньше 0,002 мм), своеобразный химический состав и пластинчатая или чешуйчатая форма, обусловленная строением кристаллической решетки.

Группа каолинита состоит из минералов каолинита, галлуазита, диккита и накрита, имеющих примерно одинаковый химический состав, но различающихся между собой по структуре и физическим свойствам (рис. V-6, V-7). Характерный признак минералов этой группы — преимущественно гексагональная форма кристаллов и резкие их очертания. Наиболее распространен и лучше изучен каолинит, являющийся главным породообразующим минералом каолинов и других каолиновых глин.

Дифференциальные кривые нагревания каолинита (рис. V-8) характеризуются одной интенсивной эндотермической реакцией с максимумом при 550—610 °С, связанной с выделением конституционной воды и разрушением кристаллической решетки минерала, и двумя экзотермическими реакциями.

Кристаллическая решетка у каолинита относительно прочная и устойчивая. Каждый пакет ее состоит из слоя кремнекислородных тетраэдров и слоя алюмокислородно-гидроксильных октаэдров, сочлененных между собой. Соприкасающиеся слои двух смежных пакетов, слагающих кристаллическую



Рис. V-6. Электронномикроскопические фотографии глинистых минералов.

a — каолинит из первичных каолинов (Турбово, СССР, увел. 8 000); *б* — каолинит перетолженный (Латинское месторождение, увел. 12 000); *в* — каолинит тонкодисперсный (Подмосковный угленосный бассейн, увел. 8 000).



Рис. V-7. Электронномикроскопические фотографии глинистых минералов. *а* — диккит (район Красноярской ГЭС, увел. 8 000); *б* — галлуазит (Забайкалье, увел. 8 000).

решетку каолинита, различны (рис. V-9). Все это делает решетку неподвижной, вследствие чего кристаллы каолинита сравнительно крупные и способны лишь незначительно поглощать воду и набухать.

Каолинит образуется при выветривании изверженных, метаморфических и осадочных пород — гранитов, гнейсо-гранитов, гнейсов, габбро, слюдяных сланцев, аркозовых песчаников и других пород, богатых алюмосиликатами (полевыми шпатами, слюдами, цеолитами и др.), в условиях кислой среды ($\text{pH} = 5 \div 6$) при воздействии на указанные породы кислых вод, например вод, богатых углекислотой, органическими кис-

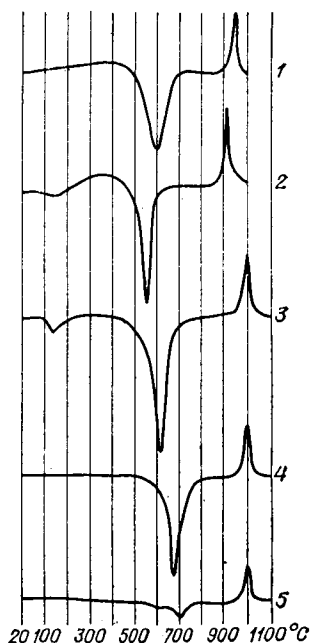


Рис. V-8. Дифференциальные кривые нагревания минералов группы каолинита.

1 — каолинит крупнокристаллический; 2 — каолинит тонкодисперсный; 3 — галлуазит; 4 — диккит; 5 — на- крит.

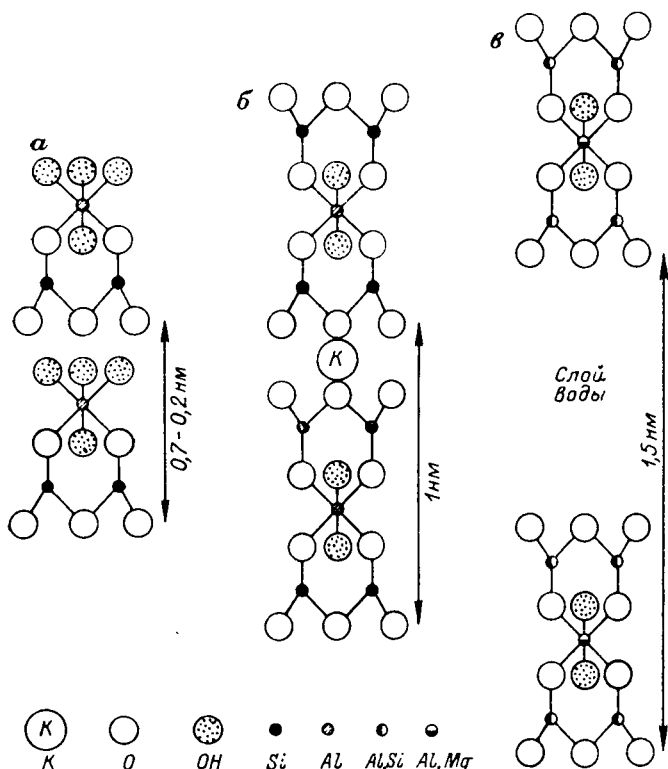


Рис. V-9. Схема расположения слоев в кристаллической решетке глинистых минералов (по Г. В. Бриндли).

а — каолинит; б — гидрослюда; в — монтмориллонит. Индексы Al, Si и Al, Mg у знаков обозначают замещение Si^{4+} на Al^{3+} и Al^{3+} на Mg^{2+} .

лотами и др. Образование каолинита возможно также в результате кристаллизации геля, выпавшего из коллоидных растворов. Такие процессы происходят как в коре выветривания, так и в других благоприятных условиях. Накапливающиеся массы каолинита образуют залежи первичных (элювиальных) каолинов или каолинистых глин. Они могут подвергаться размыву, переотлагаться вдали от места своего образования и слагать толщи вторичных переотложенных каолинистых глин.

Каолинит может возникать в разных климатических условиях, обязательно влажных, но мощные скопления каолинистых глин образуются только в тропическом, субтропическом или умеренно теплом гумидном климате. Каолинистые породы характерны для континентальных отложений разных фаций — элювиальных, делювиальных, озерных, болотных, аллювиальных, дельтовых и отложений опресненных лагун.

Группа монтмориллонита состоит из большого

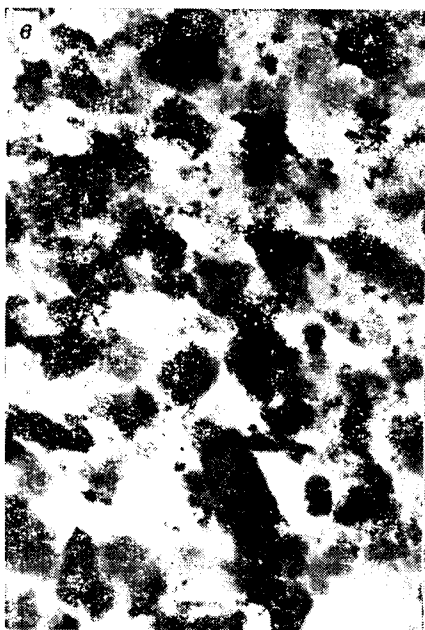
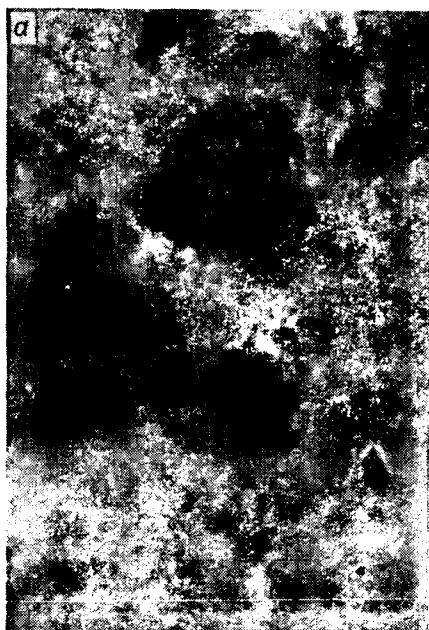


Рис. V-10. Электронномикроскопические фотографии глинистых минералов.

а — Al-монтмориллонит (сел. Эгри-Чала, увел. 12 000); *б* — Al-монтмориллонит (Верхний Амур, увел. 12 000); *в* — Al-монтмориллонит с поглощенным кальцием и окислами железа (р. Енисей, увел. 12 000).

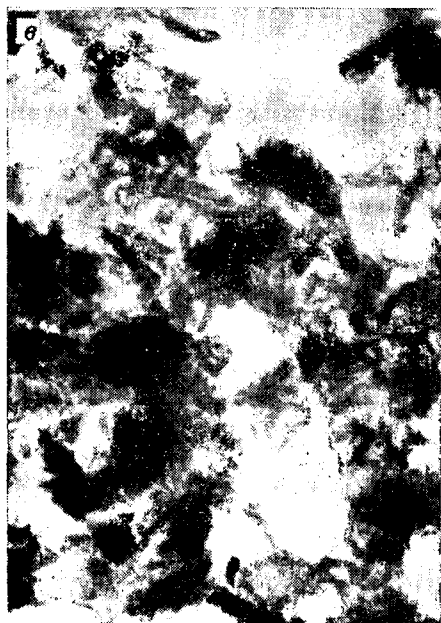


Рис. V-11. Электронномикроскопические фотографии глинистых минералов.

a — нонтронит (Забайкалье, увел. 12 000);
б — гекторит (Гектор, США, увел. 12 000);
в — волконскоит (гора Ефимятская, Пермская обл., увел. 12 000).

числа минералов, сложных и разнообразных по составу: монтмориллонита, нонтронита, гекторита, сапонита, волконскоита и др. Эти минералы отличаются друг от друга составом катионов в октаэдрах кристаллической решетки и образуют целый изоморфный ряд, из которого можно выделить три главные серии: глиноземистую, железистую и магнезиальную. Как показывают электронномикроскопические исследования, члены этого изоморфного ряда различаются и морфологией своих частиц, но всем им свойственны высокая дисперсность и расплывчатость очертаний (рис. V-10, V-11). Характерным признаком минералов монтмориллонитовой группы является также переменное содержание в их составе воды, сильно изменяющееся в зависимости от влажности окружающей среды, причем вода может выделяться из минералов в воздух, если влажность его мала, и поглощаться ими из влажного воздуха.

При нагревании минералов группы монтмориллонита происходят три эндотермические реакции (рис. V-12). Строение кристаллической решетки монтмориллонита в общем близко к строению решетки каолинита (см. рис. V-9), но в противоположность каолиниту отдельные слоистые пакеты монтмориллонита построены симметрично. Связь между этими пакетами слабее, чем связь между пакетами, обращенными друг к другу разноименными слоями атомов, как у каолинита. Поэтому вода легко проникает в кристаллическую решетку монтмориллонита, раздвигает ее и обуславливает сильное его набухание. При этом решетка его может легко раскалываться, вследствие чего кристаллы этого минерала никогда не достигают значительных размеров. В воде они могут распадаться на частицы размером менее 0,001 мм, обуславливая увеличение удельной поверхности.

Для решетки монтмориллонита характерна также способность внутреннего замещения одних ионов другими,

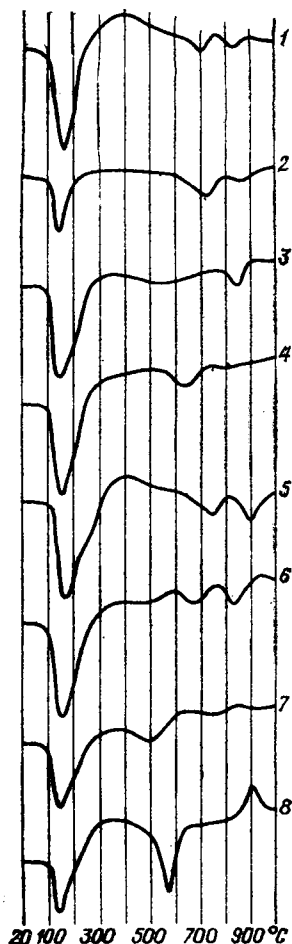


Рис. V-12. Дифференциальные кривые нагревания минералов группы монтмориллонита.

1 — монтмориллонит асканский; 2 — огландинский бентонит; 3 — монтмориллонит из Гумбрин; 4 — монтмориллонит; 5 — пыжевский бентонит; 6 — монтмориллонит «Гиллаби»; 7 — нонтронит; 8 — бейделлит.

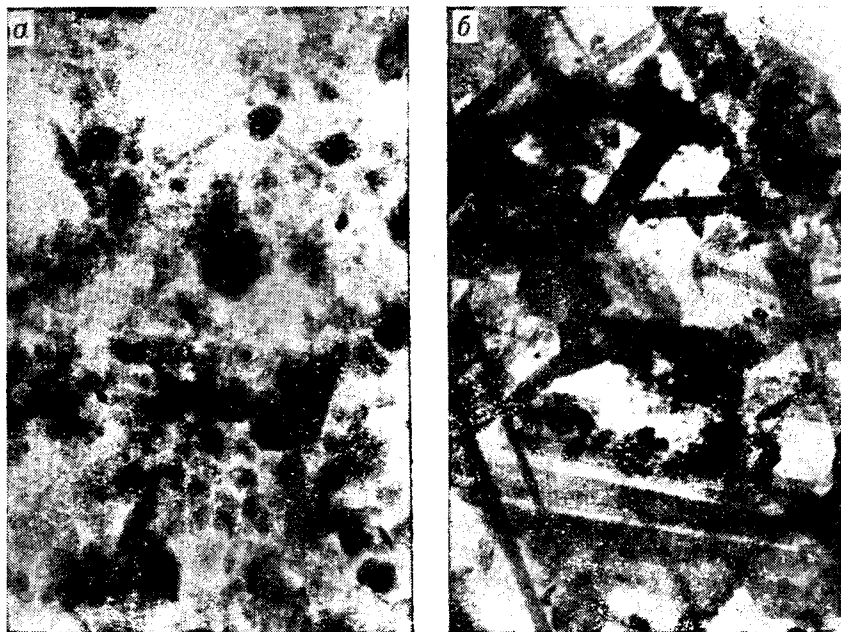


Рис. V-13. Электронномикроскопические фотографии глинистых минералов. *а* — гидрослюда (кембрийская глина, Ленинградская обл., увел. 12 000); *б* — селадонит (алевролит из района Нурекской ГЭС, увел. 12 000).

меньшей валентности (Al^{3+} на Mg^{2+} и Si^{4+} на Al^{3+}). Такая замена вызывает появление в решетке дополнительных свободных валентностей и увеличивает ее адсорбционную способность. Отмеченные особенности строения кристаллической решетки монтмориллонита обуславливают ее подвижность и очень высокую гидрофильность.

Минералы группы монтмориллонита образуются почти исключительно в экзогенных условиях, преимущественно в процессе выветривания (путем гидролиза) основных изверженных пород в условиях щелочной среды ($pH=7\div 8,5$) в сухом и полусухом, умеренном и теплом климате. Монтмориллонит может возникать также в море при условии щелочной среды. Минералы этой группы устойчивы при определенных условиях и могут сохраняться в течение длительных периодов времени. Так, например, известны юрские, меловые, палеогеновые монтмориллонитовые глины. При смене щелочных условий среды кислотами монтмориллонит и минералы этой группы разрушаются и могут переходить в каолинит и другие глинистые минералы. Образование минералов группы монтмориллонита возможно и синтетическим путем в результате кристаллизации гелей, выпадающих из коллоидных и истинных растворов в водоемах, почвах и т. д.

Гидрослюда — это большая группа слюдоподобных минералов, представляющих собой продукты различной степени гидратации слюд. В эту группу входят гидромусковит, иллит, глауконит, селадонит (железистый глауконит), гидробиотит и др. Гидрослюда занимают промежуточное положение между слюдами и монтмориллонитом. От слюд они отличаются большим количеством воды и меньшим содержанием калия, а от монтмориллонитов — большим содержанием калия и отсутствием или слабо выраженной способностью разбухания слоев под воздействием воды или органических соединений. В эту группу входят также многие смешаннослойные минералы.

Электронномикроскопическими исследованиями установлено, что для минералов этой группы характерны сравнительно небольшая толщина частиц и резкость их очертаний. На снимках тонкие серые пластинки гидрослюда (рис. V-13, а) имеют изометричную, иногда слегка удлиненную форму и резкие очертания. Наблюдающаяся у некоторых гидрослюд расплывчатость очертаний свидетельствует об их разрушении при переносе и замещении минералами монтмориллонитовой группы.

Структура кристаллической решетки гидрослюд, по мнению многих исследователей, сходна со структурой решетки монтмориллонита. Однако наличие в решетке гидрослюд ионов калия, расположенных между слоистыми пакетами, скрепляет их и придает ей большую прочность и неподвижность. Поэтому кристаллы гидрослюд обычно крупнее, чем кристаллы монтмориллонита. Гидрослюдистые глинистые породы при увлажнении пластичны, гидрофильность их имеет средние значения между каолинитовыми и монтмориллонитовыми глинами. При нагревании гидрослюд обычно наблюдаются три эндотермические реакции и одна экзотермическая (рис. V-14).

Гидрослюда образуются в различных условиях среды, но преимущественно в щелочных (рН до 9,5), нейтральных и слабощелочных, всегда при достаточно высокой концентрации калия в водных растворах. Наличие калия в гидрослюдах указывает на сравнительно слабое химическое выветривание исходных минералов, наблюдающееся обычно в условиях холодного полусухого и влажного климата. Гидрослюда встречаются в разных фациях, как континентальных так и морских. В море благодаря наличию калия в морской воде гидрослюда могут возникать из продуктов изменения других глинистых минералов.

В глинах и глинистых породах встречаются и другие глинистые минералы, например сепиолит, па-

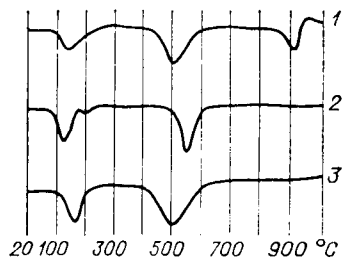


Рис. V-14. Дифференциальные кривые нагревания минералов группы гидрослюда.

1 — гидрослюда; 2 — гидромусковит; 3 — глауконит.

лыгорскит, хлориты, но они обычно составляют незначительную примесь и не определяют свойств породы в целом. Эти минералы представляют интерес для восстановления условий формирования глинистых пород. В зависимости от преобладающей группы глинистых минералов выделяют различные типы глин и глинистых пород (табл. V-9).

ТАБЛИЦА V-9
Классификация глин и глинистых пород в зависимости
от преобладающей группы глинистых минералов
(по М. Ф. Викуловой)

Глины и глинистые породы	Породообразующие глинистые минералы (в порядке их возрастающего значения)
Каолинитовые	Каолинит
Гидрослюдисто-каолинитовые	Гидрослюды, каолинит
Каолинит-гидрослюдистые	Каолинит, гидрослюды
Гидрослюдистые	Гидрослюды
Бейделлит-гидрослюдистые	Бейделлит, гидрослюды
Гидрослюдисто-бейделлитовые	Гидрослюды, бейделлит
Бейделлитовые	Бейделлит
Кремнеземисто-бейделлитовые	Модификации кремнезема, бейделлит
Бейделлит-кремнеземистые	Бейделлит, модификации кремнезема
Бейделлит-монтмориллонитовые	Бейделлит, монтмориллонит
Монтмориллонитовые	Монтмориллонит

Исследования показывают, что глинистые минералы не только являются показателями условий среды, в которой образуются глинистые породы, но имеют руководящее значение при определении их физико-механических свойств, что будет показано ниже. Здесь же следует отметить, что при инженерно-геологической оценке глин и глинистых пород необходимо производить исследование минерального состава, и особенно тонкодисперсной части.

Минеральный состав песчаных и других обломочных рыхлых несвязных пород существенно отличается от состава глинистых пород. Для крупнообломочных пород (псефитов) характерно, что они обычно образованы обломками пород, а не минералов, как многие пески и алевролиты. Петрографический состав обломков может быть различным в зависимости от состава исходных пород, за счет которых шло формирование обломочных пород.

В минеральном составе песков и алевролитов преобладают обломки первичных (реликтовых) минералов — кварца, полевых шпатов, карбонатов, т. е. главным образом минералов, образу-

ющих легкую фракцию, содержание тяжелых минералов обычно небольшое (менее 1 %). Для песков характерно также незначительное содержание глинистых частиц (менее 3 %) и растительных остатков. Как примеси и включения в них встречаются обломки пород, в соответствии с чем выделяют пески гравелистые, щебенистые, валунные и др. Пески и алевриты часто служат заполнителем галечников и других крупнообломочных пород.

По минеральному составу пески подразделяют на мономинеральные, т. е. весьма однородные (например, кварцевые), олигомиктовые (малосмешанные), например кварц-полевошпатовые, и полиминеральные (сильносмешанные). Важно характеризовать пески также с точки зрения содержания примесей, например, выделять пески слюдяные, глауконитовые, пылеватые (алевритовые) и др.

Алевриты обычно мономинеральные (кварцевые) или олигомиктовые с доминирующей составной частью из кварца.

V-3. Химический состав

Главными компонентами в химическом составе глин и глинистых пород являются SiO_2 , Al_2O_3 и H_2O . Содержание SiO_2 в различных типах глинистых пород изменяется от 30—35 до 75—85 %, а Al_2O_3 — от 5—6 до 40—50 %. Известно, что чем меньше в глинистых породах содержится кремнезема и чем больше Al_2O_3 , тем более резко выражены их глинистые свойства и, наоборот, чем больше SiO_2 и чем меньше Al_2O_3 , тем эти свойства выражены слабее. Содержание в глинистых породах химически связанной воды (цеолитная, конституционная, кристаллизационная) изменяется от 3—5 до 12—15 %. Во всех глинистых породах в подчиненном количестве содержатся FeO , Fe_2O_3 , CaO , MgO , K_2O , Na_2O , TiO_2 , а также органическое вещество; из других компонентов в них часто встречаются SO_3 , CO_3 , P_2O_5 , C , Cl .

Валовой химический состав глин и глинистых пород весьма изменчив. Он обусловлен их минеральным составом и содержанием примесей. По валовому химическому составу не всегда можно установить минеральный тип исследуемой глинистой породы и ее свойства. Поэтому при инженерно-геологическом изучении глин и глинистых пород его, как правило, не определяют. Он не дает непосредственного представления о физико-механических свойствах исследуемой породы, а определение его сопряжено со значительными трудностями. Тем не менее иметь некоторое представление о химическом составе глинистых пород для их классификации и оценки свойств очень важно. Так, необходимо знать содержание в их составе карбонатов и водорастворимых соединений. При повышенном содержании в глинах карбонатного вещества они переходят в глины

известковистые (мергелистые), затем в мергели глинистые, в мергели и т. д., образуя определенный ряд смешанных карбонатно-глинистых пород.

Разности пород, составляющие этот ряд, отличаются как по внешнему виду, физическим свойствам, так и по применению в промышленности. Поэтому при изучении физико-механических свойств карбонатно-глинистых пород в первую очередь возникает вопрос об их классификации (см. гл. II, табл. II-7). Для этого необходимо производить химический анализ солянокислых вытяжек. При интерпретации результатов анализов и использовании их для классификации пород необходимо визуально или с помощью исследования породы в шлифах определять нерастворимый остаток. Если он представлен только песчаными фракциями, то такую породу нельзя отнести к типу карбонатно-глинистых (например, известняк песчанистый). Необходимо также установить, чем представлено карбонатное вещество в породе (включениями раковин или их обломков).

Водорастворимые соединения обуславливают неустойчивость глинистых пород под воздействием воды. При их выщелачивании обычно изменяются плотность сложения пород, связность, устойчивость и водопроницаемость. В процессе растворения и выщелачивания солей может изменяться состав поглощенных катионов, которые существенно влияют на свойства пород. Необходимо заметить, что при выщелачивании солей кроме свойств породы изменяются состав и свойства фильтрующейся через нее воды, которая может при этом стать агрессивной по отношению к бетонным и металлическим частям сооружений.

Водорастворимые соли в глинистых породах четвертичного возраста наиболее часто встречаются в засушливых районах и районах переменной влажности и, как правило, отсутствуют в районах влажных. Если в породах содержится больше 0,3 % водорастворимых солей от массы сухой породы, их относят к засоленным (см. гл. IX).

Химический состав песков обычно характеризуется высоким содержанием кремнезема и незначительным — остальных соединений. В наиболее чистых разностях содержание кремнезема достигает 75—99 %. В аллювиальных, флювиогляциальных и многих морских песках оно варьирует в связи с содержанием примесей полевых шпатов, слюд, глинистых и других минералов. Кремнезем в песках и гравелистых породах встречается как в виде кварца, так и в виде аморфных соединений — опала, халцедона, тридимита и др. Породы, содержащие эти минералы, реакционно-способны по отношению к бетону, так как при взаимодействии с ними щелочей цемента бетон разрушается. В песках с повышенным содержанием полевых шпатов и других алюмосиликатов наблюдается повышенное содержание щелочей и щелочноземельных окислов. Кроме того, для песков

характерно изменчивое содержание окислов железа и других красящих соединений.

Большую роль в химической характеристике песков и гра-велистых пород играют пленки различных окислов и гидро-окислов, образующиеся на поверхности зерен. Они в значи-тельной степени влияют на цвет песков и, по-видимому, опреде-ляют некоторые важные их физико-механические свойства, что до настоящего времени еще не получило соответствующей оценки. Эти пленки имеют сложный состав, разнообразны по своему строению и связи с частицами. Главными химическими компонентами вещества пленок являются окислы кремния, же-леза и алюминия и органические соединения. Основная часть SiO_2 и Al_2O_3 связана в алюмосиликаты — глинистые минералы, хлорит и др. Значительную часть пленок составляет железо, содержание которого достигает 60—65 %.

Прочность пленки и связь ее с зернами, как показывают ис-следования А. М. Цехомского [1960 г.], определяются ее мине-ральным составом, соотношением аморфной и кристаллической фаз и природой кристаллического вещества. Если пленка со-стоит из окристаллизованного вещества и образовалась в ре-зультате отложения коллоидов непосредственно на поверхности зерна и с участием вещества последнего, она отличается боль-шой прочностью. Если вещество, образующее пленку, посту-пило извне в виде мельчайших частиц, то такая пленка легко разрушается при физическом воздействии. На повышение проч-ности пленки большое влияние оказывает поглощенный каль-ций. Можно считать, что наибольшей механической устойчи-востью обладает рудная железистая пленка, меньшей — глини-стая. Можно предполагать, что сопротивление сдвигу, внутреннее трение в песках, их прочность и деформируемость в значительной степени определяются составом и прочностью пленок, покрывающих зерна.

Глава VI

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ, СТРУКТУРА, ТЕКСТУРА, СЛОЖЕНИЕ, ПРИМЕСИ, ВКЛЮЧЕНИЯ И ОКРАСКА РЫХЛЫХ НЕСВЯЗНЫХ И МЯГКИХ СВЯЗНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

VI-1. Условия залегания

Обломочные и глинистые породы в зависимости от условий отложения имеют различные формы залегания — толщи, свиты, слои, линзы, покровы, различные по мощности и распространению (табл. IV-4). Континентальные отложения отличаются от морских и лагунных большей сложностью условий залегания, невыдержанностью распространения и изменчивостью мощности. Поэтому при инженерно-геологическом изучении песчаных, крупнообломочных и глинистых пород континентального происхождения необходимо уделять большое внимание изучению условий их залегания для правильного размещения сооружений и оценки условий их строительства и устойчивости.

VI-2. Структура

Одним из важнейших петрографических признаков строения осадочных пород является их структура. Она определяется формой, размерами и относительным количественным содержанием основных компонентов, слагающих породу. Так как основными компонентами глинистых, песчаных и других обломочных пород являются глинистые (тонкодисперсная часть), пылеватые (алевритовые) и песчаные частицы (крупнодисперсная часть), обломки пород (грубодисперсная часть) и органические остатки, структура их и определяется главным образом формой, размерами и количественным соотношением этих составляющих.

При инженерно-геологическом изучении осадочных горных пород знание структуры позволяет полнее охарактеризовать степень их однородности, дисперсности и глинистости, а следовательно, и их свойства — влагоемкость, гидрофильность, деформируемость, прочность и др. У песчаных и других обломочных пород структура оказывает прямое влияние на их прочность — сопротивление сдвигу. Кроме того, структурные особенности пород часто указывают на условия их образования и последующие изменения.

Согласно исследованиям М. Ф. Викуловой [1948, 1957 гг.], для глин и глинистых пород характерны следующие основные

типы структур: пелитовая, алевропелитовая, псаммопелитовая, фитопелитовая, алевроитовая, конгломератовидная и брекчиевидная, сферолитопелитовая, ооидная и реликтовая.

Пелитовая структура присуща главным образом породам морского происхождения, состоящим почти исключительно из глинистых частиц (рис. VI-1, а, б). Глинистые породы с такой структурой встречаются также среди лагунных, озерных, болотных отложений и значительно реже среди других.

Алевропелитовая структура характеризуется тем, что в основной тонкодисперсной массе породы содержится не менее 8—10 % угловатых, реже округлых алевроитовых частиц (рис. VI-2, а). Такой структурой обладают многие глинистые породы.

Псаммопелитовая структура отличается от алевропелитовой присутствием в породе кроме алевроитовых еще и песчаных частиц в количестве не менее 8—10 % от массы породы (рис. VI-2, б). Эта структура характерна для пород, обладающих большой неоднородностью гранулометрического состава, например для многих глинистых пород континентального происхождения (суглинки, песчаные глины и др.).

Фитопелитовая структура свойственна глинистым породам, у которых в тонкодисперсной массе, обычно окрашенной органическими соединениями в темные тона, выделяются как породообразующие элементы остатки растений или их обрывки различной степени сохранности (рис. VI-3, а). Эта структура особенно часто наблюдается в озерных, болотных и аллювиальных отложениях и реже встречается в дельтовых, лагунных и морских.

Алевроитовая структура характерна для глинистых пород, состоящих главным образом из пылеватых (алевроитовых) частиц, имеющих небольшую примесь глинистого вещества (рис. VI-3, б). Эта структура типична для глинистых пород эолового происхождения — лёссовых; встречается также в глинах делювиального, пролювиального и лагунного происхождения.

Реже в глинистых породах встречаются структуры других типов.

Конгломератовидная и брекчиевидная структуры свойственны породам, состоящим из округлых или неправильной остроугольной формы обломков глинистой породы, сцементированных глинистым веществом той же породы. Такой структурой обладают некоторые перемытые, переотложенные глины и глинистые породы, слагающие, например, оползневой делювий.

Сферолитопелитовая структура характерна для тех глинистых пород, у которых в основной глинистой массе развиты сферолиты из кальцита, сидерита, лимонита и других минералов. Такой структурой обладают некоторые озерные, болотные, аллювиальные и лагунные глинистые отложения.

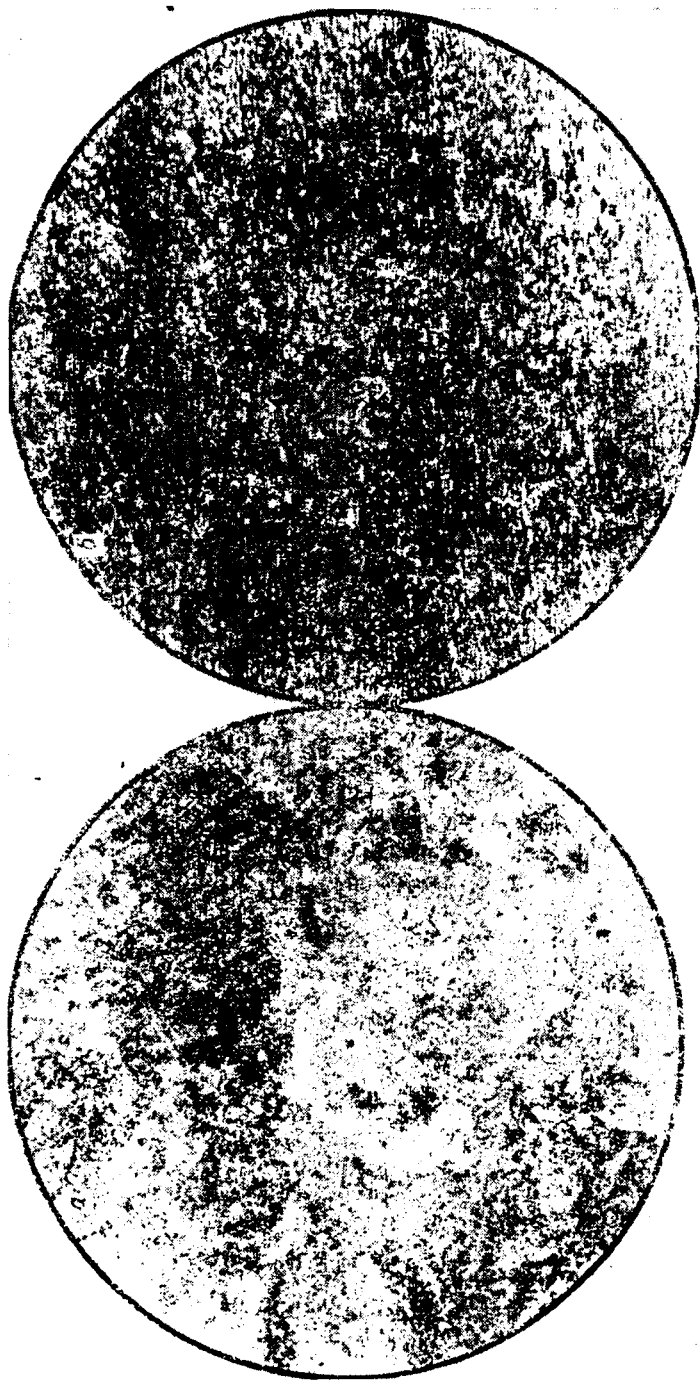


Рис. VI-1. Микрофотографии глинистых пород.

а — глина, структура пелитовая, состоит из частиц < 0.001 мм, видны единичные зерна кварца и кальцита (белые) и минералы тяжелой фракции (черные), увел. 75, без анализатора; б — глина, структура пелитовая, микротекстура ориентированная, состоит главным образом из частиц $0.01-0.001$ мм, увел. 75, без анализатора.

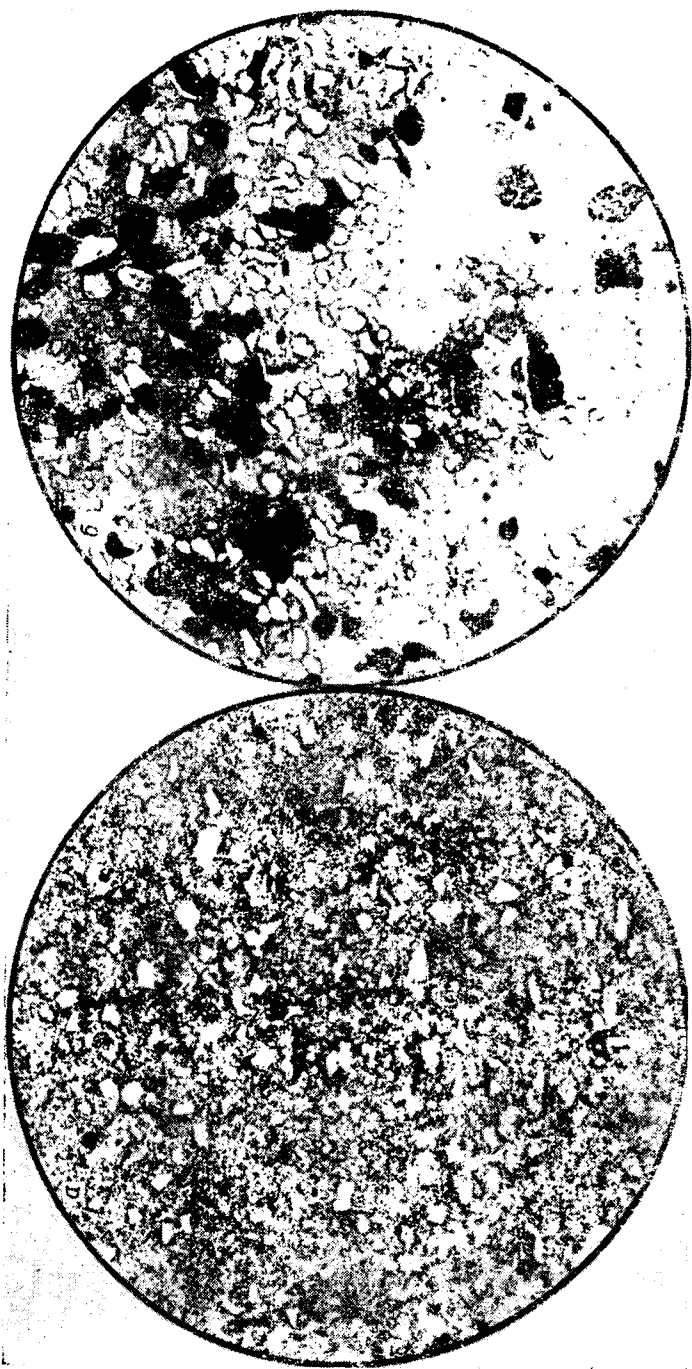


Рис. VI-2. Микрофотографии глинистых пород.

а — глина, структура алевропелитовая, состоит из глинистых частиц с примесью алевроитовых до 20 %, увел. 75, без анализатора; б — суглинок, структура псаммопелитовая, состоит из песчаных частиц размером от 0,10 до 0,25 мм, увел. 75, без анализатора.

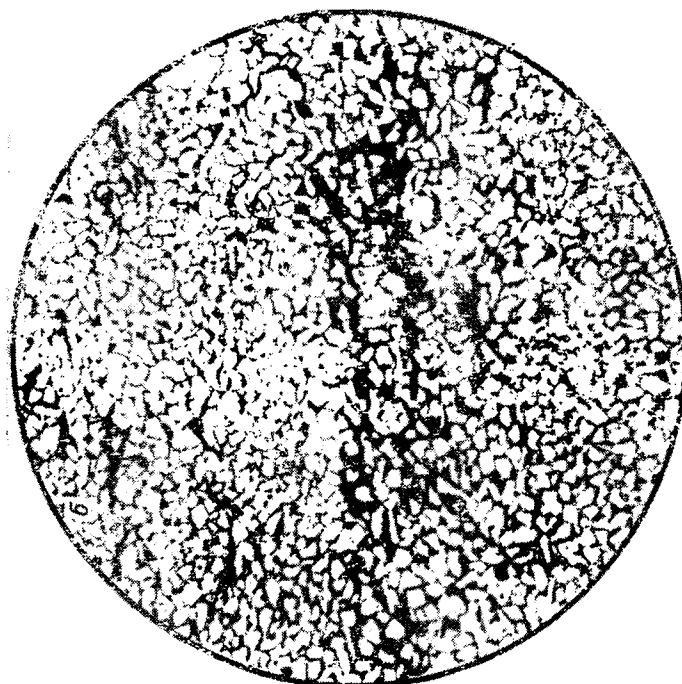
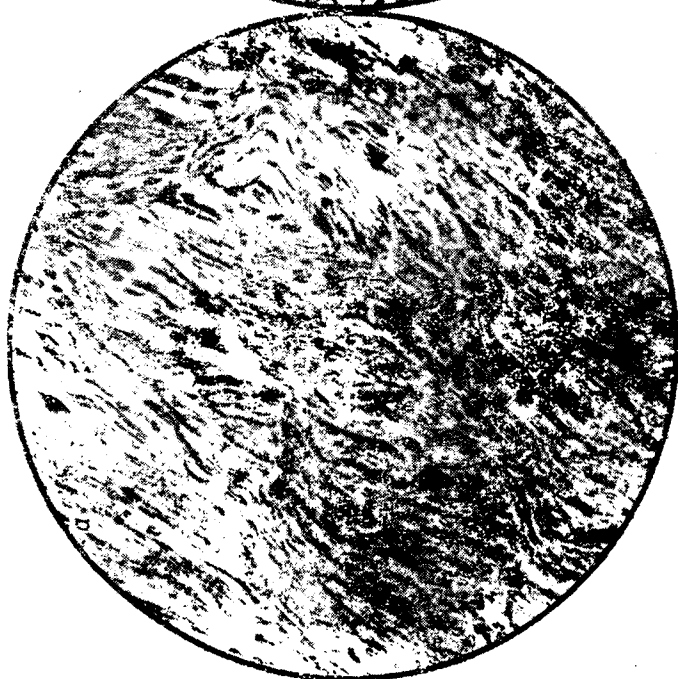


Рис. VI-3. Микрофотографии глинистых пород.

a — глина, структура филопелитовая, микротекстура неправильностонная, состоит из частиц <0.001 мм и многочисленных разложившихся растительных остатков, увел. 75, без анализатора; *b* — суглинок, структура алевроитовая, состоит из частиц размером $0.02-0.05$ мм, увел. 60, без анализатора.

Оондную (бобовую) структуру имеют породы, в тонкодисперсной массе которых рассеяны различной формы и размеров овальные, округлые стяжения из того же глинистого вещества. Эти оонды и стяжения имеют по периферии различную окраску, создающую вид концентрических оболочек. Глинистые породы оондной структуры встречаются среди озерных, болотных и других отложений.

В породах *реликтовой структуры* видны контуры тех частиц, из которых образовалось глинистое вещество. Эта структура наиболее типична для элювиальных глинистых пород.

В глинистых породах, испытавших воздействие значительного гравитационного уплотнения, обнаруживаются *структуры бластоалевритовая* и *бластопелитовая*. Эти структуры характерны для слабометаморфизованных алевритовых и пелитовых пород, в которых раскристаллизация вещества еще неполная и частично сохранилась первичная алевритовая или пелитовая структура.

В глинистых породах, в значительной степени метаморфизованных, выделяют *структуру микрочешуйчатую*, или *лепидобластовую*. Для пород с такой структурой характерно преобладание в них минералов листоватой и чешуйчатой формы, часто имеющих параллельную ориентировку. У некоторых метаморфизованных глинистых пород может быть *структура криптозернистая* (скрытокристаллическая), характеризующаяся настолько малыми размерами слагающих их частиц, что отдельные минеральные составляющие неразличимы под микроскопом и кристаллический характер породы определяется по суммарному действию минеральных агрегатов на поляризованный свет.

Из макроструктур в глинистых породах часто встречаются *порфировидная*, *конгломератовидная* и *брекчиевидная*. Эти структуры характеризуются тем, что в тонкодисперсной песчано-глинистой или пылевато-глинистой массе породы распределены псефитовые частицы — обломки, гальки или валуны. Макроструктура наиболее четко выявляется в глинистых породах ледникового (морена) и делювиального происхождения.

Структура песков называется *псаммитовой*, а более крупно-обломочных пород — *псефитовой*. В зависимости от преобладающего размера частиц, слагающих пески, псаммитовые структуры могут быть грубозернистыми, крупнозернистыми (рис. VI-4, а, б, в), среднезернистыми (рис. VI-5, а), мелкозернистыми (рис. VI-5, б) и тонкозернистыми (рис. VI-5, в). В зависимости от степени однородности и отсортированности песков структура их может быть псаммитовой равномернозернистой и псаммитовой неравномернозернистой. Если пески содержат примесь глинистых или пылеватых частиц, структура их имеет смешанный тип — пелитопсаммитовый или алевропсаммитовый. Первая характеризуется содержанием в песке той

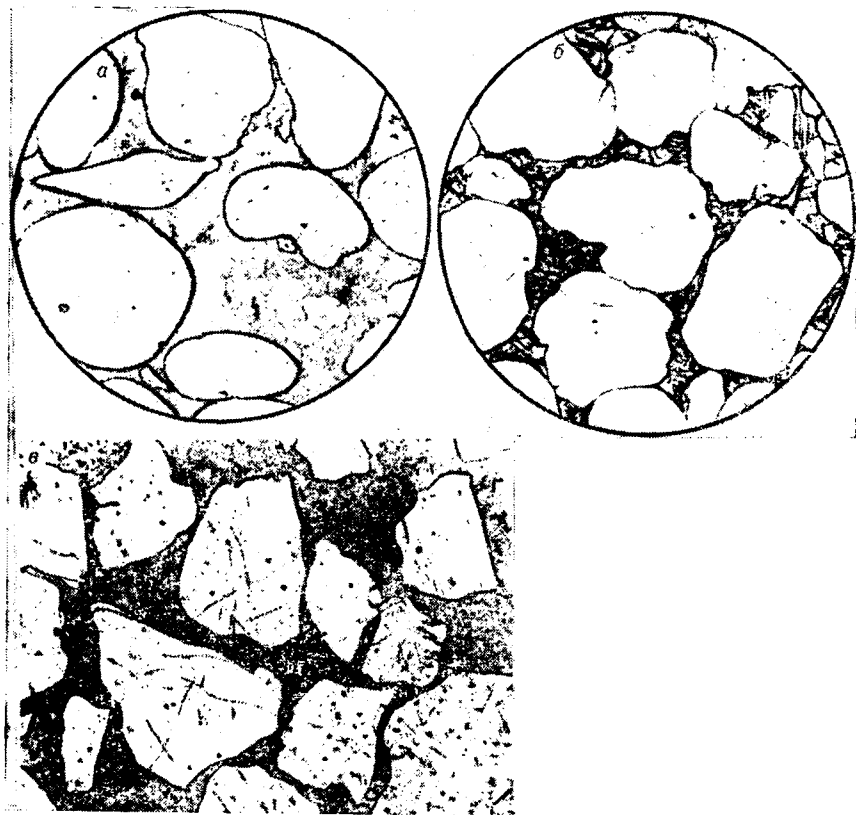


Рис. VI-4. Микрофотографии песчаных пород.

а — песок, структура псаммитовая крупнозернистая, состоит из окатанных частиц размером 0,50—1,0 мм, увел. 36, без анализатора; *б* — песок, структура псаммитовая крупнозернистая, состоит из полуокатанных частиц размером 0,5—1,0 мм, увел. 36, без анализатора; *в* — песок, структура псаммитовая крупнозернистая, состоит из угловатых частиц размером 0,5—1,0 мм, увел. 36, без анализатора.

или иной зернистости глинистых частиц до 6—10 %, а вторая — высоким содержанием пылеватых фракций, большим, чем сумма всех других песчаных фракций, кроме преобладающей. Структуры таких песков алевропсаммитовые. Если в песчаной породе пылеватых фракций больше 50 %, структура ее псаммоалевритовая, соответственно она может быть грубозернистой, крупнозернистой и т. д.

Среди крупнообломочных пород распространена структура псефитовая. В зависимости от размера обломков галечники, например, могут быть крупными, средними и мелкими.

Следует отметить, что в понятие структуры песчаных и глинистых горных пород часто вкладывают различный смысл и

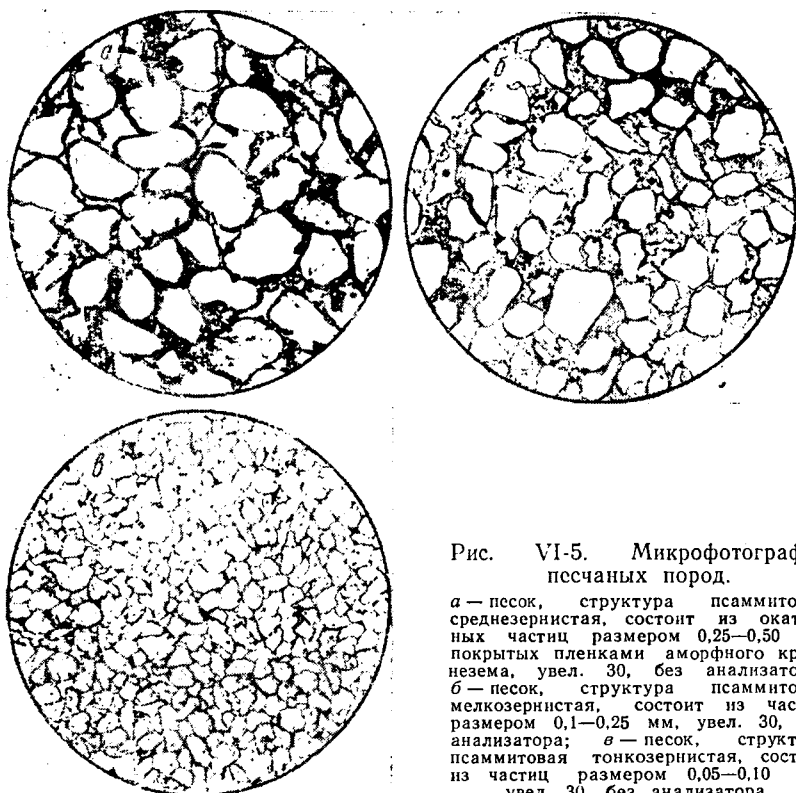


Рис. VI-5. Микрофотографии
песчаных пород.

а — песок, структура псаммитовая среднезернистая, состоит из окатанных частиц размером 0,25—0,50 мм, покрытых пленками аморфного кремнезема, увел. 30, без анализатора; *б* — песок, структура псаммитовая мелкозернистая, состоит из частиц размером 0,1—0,25 мм, увел. 30, без анализатора; *в* — песок, структура псаммитовая тонкозернистая, состоит из частиц размером 0,05—0,10 мм, увел. 30, без анализатора.

содержание, что затрудняет понимание многих явлений в них, описание которых приводится в литературе. Так, например, при характеристике глинистых пород используют понятия геологические, коллоидно-химические и почвенные, часто смешивают представления о структуре и структурных связях, сложении и текстуре. В учебниках и учебных пособиях по механике грунтов и грунтоведению до сих пор приводится описание «ячеистой» и «хлопьевидной» структур для глинистых и «раздельно-зернистой» — для песчаных пород, понятия о которых были введены в литературу К. Терцаги еще в 1924 г. на основании предположения, что при осаждении осадков они могут приобретать такой вид.

Свои представления о строении осадков К. Терцаги распространил вообще на глинистые и песчаные грунты, видимо недостаточно учитывая, что способ образования глинистых осадков может быть различным и что осадки — это далеко не породы, о которых обычно идет речь. Впоследствии ни сам К. Терцаги, ни его последователи не приводили описания та-

ких структур ни для одного генетического или петрографического типа глинистых пород и не предложили методики их установления. Если исходить из представлений К. Терцаги, то возникает вопрос, какую структуру — ячеистую или хлопьевидную — имеют, например, кембрийские глины под Ленинградом, хвалынские глины в Заволжье или покровные суглинки под Москвой? Какую дополнительную характеристику можно получить о песке, если сообщить, что он раздельнозернистый?

Еще больше недоразумений возникает, когда понятие о структуре почв смешивают с понятием о структуре глинистых пород и приводят для них названия структур такие, какие почвоведы различают в почвах. В этом случае даже отмечают, что если «грунты» легко распадаются на отдельные зерна, они являются «бесструктурными», а если трудно, то «высокоструктурными» и т. д.

Все это показывает, что здесь происходит недопустимое смешение понятий, которое наносит определенный вред инженерно-геологическому учению о горных породах, а понятия о «бесструктурных» и «высокоструктурных» породах геологически просто недопустимы.

Горные породы слагают природные геологические тела, поэтому при их инженерно-геологическом описании и оценке единственно правильным будет использование характеристик и понятий, твердо укоренившихся в геологической науке. Эти характеристики и понятия весьма хорошо отражают те их качества, которые важны при строительной оценке, т. е. степень однородности, дисперсности, глинистости пород.

Развитие представлений о структуре горных пород в инженерной геологии привело к выделению понятий о структурных связях в них (И. В. Попов, М. М. Филатов, Ф. П. Саваренский, В. А. Приклонский), к понятиям очень важным, прогрессивным, основанным на новейших достижениях науки. Учение о структурных связях дало возможность понять и объяснить многие явления в горных породах, объяснить природу их прочности. Однако смешивать или объединять понятия о структуре и структурных связях неправильно и вообще недопустимо.

VI-3. Текстура

Под текстурой принято понимать особенности строения осадочной породы, определяющие пространственное размещение компонентов, ее слагающих, и их взаимное расположение. Часто текстура пород подчеркивается их окраской. Текстура осадочных пород является генетическим признаком, указывающим на условия их образования и последующие этапы изменения при диагенезе и катагенезе. Благодаря структурным связям в глинистых породах текстура закреплена, что определяет устойчивость их естественного сложения.

В песчаных и грубообломочных породах при нарушении естественного сложения текстура их легко разрушается. Текстура — это одна из наиболее важных характеристик осадочных пород с инженерно-геологической точки зрения, так как она характеризует неоднородность их состава, структуры и свойств, проявление в породе зон и поверхностей ослабления. Текстура часто обуславливает анизотропность свойств пород: неодинаковую сжимаемость, водопроницаемость, сопротивление сдвигу, прочность в разных направлениях.

Текстура пород обычно наблюдается визуально в условиях их естественного залегания или в монолитах. Микротекстура может быть установлена только под микроскопом. В песчаных и глинистых породах выделяются следующие основные типы текстур.

Текстуры, связанные с условиями отложения. К ним относят циклические — слоистые (толстослоистая, тонкослоистая, ленточная, микрослоистая, неправильнослоистая, косослоистая, линзовидная, ориентированная и др.) и массивные (неслоистые, или скрытослоистые, и хаотические, или беспорядочные). Циклические текстуры характеризуются последовательным чередованием слоев различного состава. Они свойственны главным образом породам морского, лагунного, озерного, аллювиального и вообще субаквального происхождения. В породе с массивной (монолитной) текстурой слоистость не выявляется. Такой текстурой обладают некоторые морские, озерные, эоловые и делювиальные отложения. Породы с хаотической текстурой характеризуются неправильным, беспорядочным, спутанным или гнездовым распределением грубообломочного материала в тонкодисперсной глинистой массе. Хаотической текстурой обладают, например, моренные, некоторые делювиальные и пролювиальные отложения.

Текстуры, обусловленные различной окраской породы. К этой группе относят пятнистую, мраморовидную, очковую текстуры, обусловленные различной окраской компонентов, слагающих глинистые породы. Такой текстурой обладают многие болотные, озерные, элювиальные и другие отложения.

Текстуры, связанные с периодическими высыханиями осадка. Характерным типом этой текстуры является сетчатая. Она возникает в результате периодических высыханий глинистого осадка и появления трещин, которые затем выполняются другим материалом. Различная ориентировка частиц высыхающего осадка и материала, заполняющего трещины, создает сетчатую текстуру.

Текстуры, связанные с диагенетическими изменениями. Из них в субаквальных осадках наиболее часто встречается массивная (неслоистая), а у осадков субаэральных — макропористая, являющаяся одним из самых важных признаков лёссов и лёссовидных пород.

Текстуры, обусловленные оползновыми явлениями. Из них наиболее характерна пloyчатая, часто возникающая в глинистых слонстых породах.

Текстуры, связанные с процессами метаморфизма,— сланцеватые, возникающие в глинистых породах при воздействии на них процессов метаморфизма.

Для количественной характеристики микротекстуры глинистых пород полезно определять два коэффициента [Муравьев В. И., 1962 г.; Шibaкова В. С., 1965, 1967 гг.].

1. Коэффициент ориентировки частиц, с помощью которого оценивается степень их ориентированности в любом участке породы

$$C = 1 - \frac{I_{\min}}{I_{\max}} \cdot 100,$$

где $I_{\min}$ — световой поток при погасании поля зрения шлифа, измеренный с помощью фотоэлектрической насадки к микроскопу; $I_{\max}$ — световой поток при просветлении поля зрения, измеряемый тем же способом.

Чем выше степень ориентировки частиц на отдельных участках, тем больше коэффициент C приближается к 100 %; при отсутствии ориентировки частиц коэффициент C близок к нулю.

2. Коэффициент относительной упорядоченности, с помощью которого оценивается упорядоченность микротекстуры пород,

$$u = \frac{s_1}{s} \cdot 100,$$

где s_1 — площадь шлифа с одинаковой ориентировкой частиц; s — общая площадь шлифа.

Если коэффициент u равен 100 %, порода имеет полную упорядоченность микротекстуры, т. е. полную однородность ориентировки частиц в пределах всего поля зрения в шлифе. При $u=0$ порода состоит из массы, в которой ориентация частиц на отдельных участках различна, микротекстура породы неупорядочена.

VI-4. Сложение

В инженерной геологии горные породы принято характеризовать также с точки зрения их сложения, т. е. степени нарушенности естественной текстуры, плотности и влажности. В соответствии с этим сложение горных пород может быть естественным или нарушенным. При естественном сложении в породе сохраняется естественное взаимное расположение слагающих ее компонентов — ее текстура, возникающая в процессе формирования породы. Так как глинистая порода обладает определенными внутренними связями, сложение ее закреплено. С понятием «сложение породы» неразрывно должно быть связано по-

1 нятие о ее физическом состоянии. Состояние глинистых и пес-
чанных пород определяется главным образом степенью их влаж-
ности и естественной уплотненности.

2 При нарушении сложения в породе нарушается естественное
взаимное расположение слагающих ее компонентов, ее текстура
и соответственно изменяется физическое состояние. Порода мо-
жет быть раздавлена, размята или разбита на глыбы, куски, об-
ломки, беспорядочно перемешанные между собой и с рыхлой
песчано-глинистой массой из той же породы, дополнительно
увлажнена или подсушена и т. д. Такие изменения сложения по-
роды могут быть вызваны механическими факторами (проход-
кой горных выработок, бурением скважин, оползневыми про-
цессами и т. д.), физическими (промерзанием, оттаиванием,
высушиванием, интенсивным увлажнением и т. д.) или
химическими (химическим выветриванием, интенсивным выще-
лачиванием и др.).

Таким образом, при инженерно-геологическом изучении по-
род в полевых и лабораторных условиях обязательно надо учи-
тывать их сложение и состояние. Если исследуемая порода бу-
дет служить естественным основанием для какого-либо сооруже-
ния или средой для него, ее свойства следует изучать при
естественном сложении и влажности (на монолитах). Если она
будет использоваться как строительный материал для отсыпки
дамб, насыпей, земляных плотин и других сооружений, изучение
ее можно производить на образцах нарушенного сложения, но
при влажности, по возможности более близкой к естественной,
так как при высушивании некоторые свойства породы необра-
тимо изменяются. Кроме того, иногда возникает необходимость
изучать породы при оптимальных влажностях, при которых они
имеют наибольшую прочность и устойчивость.

VI-5. Примеси и включения

Примеси и включения в глинистых и песчаных породах
весьма разнообразны. Наиболее часто встречаются кристаллы и
обломки различных минералов, минеральные агрегаты, стяже-
ния, конкреции, грубо- и крупнообломочный материал; расти-
тельные остатки, остатки фауны, археологические остатки и дру-
гие включения и примеси.

Из минералов-примесей наибольшее значение имеют акцес-
сорные, составляющие обычно тяжелую фракцию, минералы
с плотностью более $2,75 \text{ г/см}^3$, такие как магнетит, ильменит,
гематит, рутил, гиперстен, энстатит, корунд, авгит, эгирин, ро-
говая обманка, эпидот, гранаты, турмалин и др. Эти минералы и
их ассоциации могут быть характерными для определенной ча-
сти разреза, слоя или горизонта толщи и характеризовать те
или иные минеральные фации или провинции. Являясь терри-
генными, они отражают минеральный состав материнских пород

областей сноса, т. е. способствуют восстановлению палеогеографических условий соответствующего периода геологического развития исследуемого района. Если эти минералы аутигенные, они могут дать представление о физико-химических условиях среды, в которой происходило накопление исследуемых пород, или об условиях, при которых происходили их катагенетические изменения.

Минеральные примеси и включения в породах могут находиться также в виде агрегатов, стяжений, конкреций и в других формах. Так, например, пирит и марказит в глинистых породах нередко встречаются в виде отдельных кристаллов, агрегатов кристаллов или конкреций. Лимонит, гидрогематит и гидрогётит (гидроокислы железа) образуют прожилки, налеты, натёки, землистые и каменистые включения, оолиты. Сферосидерит (карбонат железа) образует стяжения, оолиты или мелкие кристаллы. Часто в глинистых породах присутствуют карбонаты кальция и магния то в тонкодисперсном виде, то в виде включений, стяжений, желваков, журавчиков, дутиков или образуют жилки, налеты, натёки и др. Нередко отмечается присутствие гипса и ангидрита. Гипс может встречаться как в тонкодисперсном виде, в составе цемента, так и в виде включений крупных кристаллов и их агрегатов (друзы, щётки), жилок, прослоек или слоев различной мощности.

Примеси и включения грубо- и крупнообломочного материала (песка, гравия, щебня, гальки, валунов) могут быть распределены в породе равномерно или неравномерно. Они повышают плотность пород, сопротивление сдвигу, уменьшают сжимаемость, но одновременно обуславливают большую неоднородность состава. По примесям и включениям этого материала, так же как и по примесям минералов, можно определить, из каких материнских пород образовались исследуемые толщи. Так, например, по петрографическому составу валунов, встречающихся в моренных отложениях, можно судить о направлении движения ледника, о местонахождении центра оледенения, о границах распространения ледниковых покровов и т. д.

Почти обязательной примесью, особенно в глинистых породах, являются растительные остатки. В коренных породах они часто преобразованы в углистое или сажистое вещество, которое встречается в тонкодисперсном состоянии или в виде отдельных мелких включений, прослоек, линз или слоев. Нередко в коренных породах встречаются остатки растений, в той или иной степени обуглившиеся, или их отпечатки на поверхностях слоев. В четвертичных отложениях растительные остатки нередко образуют прослойки торфа, наблюдаются горизонты погребенных почв, часто встречаются отдельные корни, стебли растений, листья, почки, пыльца или в той или иной степени гумифицированные массы, равномерно распределенные в породе. Растительные остатки в таком состоянии часто химически или физико-хи-

мически связаны с минеральной частью породы, и отделить их можно только химическим путем или прокаливанием породы. Потери при прокаливании, выраженные в процентах от массы абсолютно сухой навески, позволяют примерно судить об общем содержании органического вещества в породе. Хорошо разложившиеся растительные остатки, в значительной степени гумифицированные, повышают коллоидные свойства пород, влияют на их окраску.

Растительные остатки в породах имеют также стратиграфическое значение и позволяют судить об условиях среды, в которой происходило их отложение. Нередко в породах встречаются остатки фауны в виде раковин, их обломков, ядер или скелетных остатков. Кроме того, в них известны многочисленные археологические находки, т. е. остатки быта и культуры палеолитического человека.

Из изложенного видно, что примеси и включения, встречающиеся в породах, имеют важное значение для их характеристики. Они могут служить признаками, используемыми при расчленении толщ пород на горизонты, слои, при их увязке на разрезах и картах, т. е. при корреляции толщ. По некоторым примесям и включениям можно судить об условиях отложения пород и об их возрасте. Наконец, часто они могут являться показателем однородности и некоторых свойств пород или характеризовать их устойчивость.

VI-6. Окраска

Песчаные и глинистые породы имеют разнообразную окраску и оттенки, обусловленные главным образом различными примесями. Отчасти она определяется цветом породообразующих минералов или пленок, натеков и налетов, покрывающих породу или отдельные ее компоненты. Если породы мономинеральные, они имеют цвет более однородный, свойственный цвету основных породообразующих минералов, таких как каолинит, монтмориллонит, гидрослюды, кварц и др. Примеси органического вещества вызывают появление палевой, серой, бурой и черной окраски. Особенно большое влияние на цвет пород оказывают железистые соединения. Закисные соединения железа придают им синевато-серый или зеленовато-серый цвет. Окисные окрашивают их в желтый, оранжевый, красный и бурый тона. Бурые тона могут быть обусловлены также присутствием в породе солей марганца. Примеси глауконита и хлорита придают породе синевато-зеленый цвет. Такую же окраску приобретают породы от присутствия сульфидов железа. От примесей карбонатов породы становятся белесоватыми.

Окраска пород может быть равномерной (иметь один тон) или неравномерной (пятна, разводы, натеки). Во влажном состоянии породы всегда имеют окраску более темную, чем в су-

хом. При высыхании они становятся более светлыми и иногда значительно изменяют свой цвет. При этом часто наблюдается появление неоднородной окраски, пятен и т. д. При выветривании глинистых пород цвет их также изменяется, становится более светлым, пестрым, появляются пятна.

Цвет пород зависит от той среды, в которой они находятся. Так, например, озерно-болотные отложения в условиях естественного залегания имеют часто серый, синеватый или зеленоватый цвет, а в отвалах горных выработок быстро буреют, приобретают охристые тона, так как железистые соединения быстро окисляются на воздухе. Цвет пород служит важным петрографическим признаком, используемым при расчленении и корреляции толщ. Иногда он выражает текстуру пород, характеризует их состояние и среду, в которой они находятся. Все эти данные о породах являются важными для их инженерно-геологической характеристики и оценки.

Глава VII

ВОДА, ВОЗДУХ И ГАЗЫ В ПЕСЧАНЫХ И ГЛИНИСТЫХ ПОРОДАХ

VII-1. Распределение воды в горных породах

Как было отмечено выше, поры, пустоты и трещины в горных породах частично или полностью заполнены водой. В соответствии с этим можно говорить об их влажности, водонасыщенности и водоносности. Эти три понятия в известной мере характеризуют количество воды в горных породах (табл. VII-1), однако оно изменяется с течением времени в зависимости от режима ее поступления, т. е. от «питания» горных пород, а также от «разгрузки» их от воды при дренировании, испарении и т. д.

Водный баланс горных пород в значительной степени зависит от внешних условий — климатических, геологических, геоморфологических и др. Поэтому их можно рассматривать как определенные динамические системы. Их влажностный режим и, самое главное, количество воды, которое они могут содержать,

ТАБЛИЦА VII-1
Физическое состояние породы в зависимости от увлажнения

Состояние породы	Заполнение пор водой	Число фаз	Наименование фаз
Абсолютно сухое *	Отсутствует	2	Скелет + воздух (газы, водяной пар)
Воздушно-сухое	Отсутствует	3	Скелет + воздух (газы, водяной пар) + физически связанная вода
Слабовлажное	Частичное, незначительное	3	Скелет + вода + воздух (газы, водяной пар)
Влажное	Частичное, значительное	3	Скелет + заземленный воздух (газы, водяной пар) + вода
Сильновлажное	Полное	2	Скелет + вода
Мерзлое	Частичное или полное	4	Скелет + лед + вода (незамерзшая) + воздух (газы, водяной пар)

* Можно получить только в лаборатории.

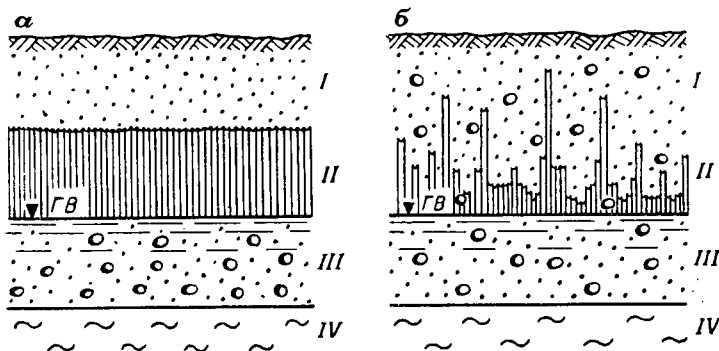


Рис. VII-1. Зоны распределения воды в горных породах.
 I — аэрации; II — капиллярного насыщения (а) или увлажнения (б); III — полного насыщения — водоносная зона (горизонт); IV — пород практически водонепроницаемых (водоупорных).

зависят также от свойств самих пород — их гидрофильности и влагоемкости. Все это необходимо знать для понимания причин того или иного распределения воды в горных породах и изменения в связи с этим их физического состояния и свойств.

На рис. VII-1 приведены типичные геологические разрезы, т. е. такие, которые можно встретить в самых различных районах, показывающие распределение воды в горных породах приповерхностной части земной коры. На этих разрезах выделены четыре зоны: 1) аэрации, 2) капиллярного увлажнения или насыщения, 3) полного насыщения (водоносная зона, водоносный горизонт) и 4) зона пород практически водонепроницаемых — водоупорных.

Зона аэрации непосредственно связана с наземной атмосферой. Вода в ней может удерживаться только на поверхности частиц в защемленном виде или в некоторых капиллярах. Часть воды в виде пара находится в воздухе, заполняющем поры и пустоты. Поверхностные воды при инфильтрации просачиваются через зону аэрации, поэтому ее также называют зоной инфильтрации. Влажность горных пород в этой зоне в разные периоды года существенно изменяется, так же как и степень насыщения их водой. В засушливые периоды количество поровой влаги существенно уменьшается и породы становятся воздушнотухлыми или маловлажными. После дождей, когда происходит инфильтрация поверхностных вод через зону аэрации, влажность горных пород, так же как и степень насыщения их, повышается. В эти периоды насыщение пород водой может быть полным и они характеризуются как сильновлажные, или водонасыщенные. Следовательно, влажностный режим пород зоны аэрации изменчив. Кроме того, в зимнее время часть воды в ней замерзает и находится в виде льда. При этом степень льдистости пород характеризует степень их влажности.

Зона капиллярного увлажнения, или насыщения, располагается непосредственно над водоносным горизонтом и отделяет его от зоны аэрации. Вода в породах этой зоны под действием капиллярных сил поднимается выше уровня подземных вод и удерживается на некоторой высоте. Если породы в зоне капиллярного увлажнения однородны и имеют скважность, обусловленную только порами, т. е. пустотами капиллярных размеров, то они обычно полностью заполнены водой — полностью водонасыщены (рис. VII-1, а). В таком случае эта зона представляет собой зону капиллярного насыщения. Если породы неоднородны и скважность их обусловлена как капиллярными, так и сверхкапиллярными пустотами, то водонасыщенность их в этой зоне только частичная; заполнены водой только капиллярные поры, т. е. насыщение пород обычно неполное (рис. VII-1, б). В этом случае капиллярная зона является зоной пород капиллярного увлажнения. Если зона капиллярного поднятия зимой достигает деятельного слоя, то вода в ней в значительной части находится в виде льда. Влажностный режим капиллярной зоны по сравнению с зоной аэрации более постоянен, так как она непосредственно связана с водоносным горизонтом. Влажность пород здесь обычно выше, чем в зоне аэрации.

Зона полного насыщения — водоносный горизонт — характеризуется полным заполнением всех пустот и пор породы водой. Воды в породах этой зоны по сравнению с зоной капиллярного поднятия обычно больше. При вскрытии их котлованами, горными выработками или скважинами вода свободно стекает, ее можно откачивать и характеризовать таким образом водоносность пород.

Из приведенного следует, что в различных природных условиях влажность горных пород, степень их водонасыщенности и водоносности могут быть различными, а вода в порах, пустотах и трещинах горных пород может находиться в различных агрегатных состояниях: парообразном, жидком и твердом.

VII-2. Структура воды

При инженерно-геологическом изучении горных пород очень важно учитывать влияние воды на их состояние и свойства. Однако прежде чем рассматривать это влияние, необходимо дать четкое представление о самой воде.

Вода — самое распространенное и своеобразное вещество в природе. Она, как известно, имеет ряд отличий от других веществ. Так, например, при повышении температуры от 0 до 4 °С объем воды не увеличивается, а уменьшается и только при дальнейшем повышении температуры увеличивается. Поэтому вода имеет наибольшую плотность при 4 °С. При замерзании она не сжимается, а расширяется почти на 11 %. Плавление льда сопровождается повышением плотности воды от 0,916 при

0 °С до 0,999 г/см³ при 4 °С. Вязкость воды в отличие от других жидкостей понижается при повышении давления. В обычных условиях вода обладает значительной растворяющей способностью. Ее диэлектрическая постоянная равна 81. Физически это означает, что электрические силы притяжения ионов к поверхности кристаллов в воде в 81 раз меньше, чем в воздухе. Вода проявляет очень большую активность при взаимодействии с различными минералами, и особенно с глинистыми, являющимися основными в глинистых породах.

Наличие различных аномалий у воды связано с ее внутренним строением — ее структурой. Представления о структуре воды стали усиленно развиваться в последние 30—40 лет в связи с широким применением новых методов исследований жидкостей: рентгенографии, инфракрасной спектроскопии, ядерного магнитного резонанса и др. В результате применения этих методов при исследованиях воды и электролитов были получены новые данные о взаимном расположении и движении молекул в воде, было доказано, что в строении ее молекул ведущее значение имеют водородные связи и что основные ее свойства определяются наличием именно этих связей; предложено несколько моделей структуры воды. Широко рассмотрены все эти вопросы в многочисленных работах, и особенно у Дж. Бернала и Р. Фаулера [1933 г.], у О. Я. Самойлова [1953, 1959 гг.], А. А. Ананяна [1952—1963 гг.], Г. Б. Бокия [1960, 1961 гг.], Ю. В. Гурикова и В. М. Вдовенко [1966 г.] и др.

В настоящее время большинство исследователей разделяют мнение о двухструктурной модели воды, согласно которой она представляет собой смесь льдоподобной и плотно упакованной структур. Лед кристаллизуется в гексагональной сингонии. Атомы кислорода расположены в узлах решетки, причем каждая молекула тетраэдрически окружена четырьмя другими молекулами, ориентированными друг к другу противоположными полюсами. Расстояния между молекулами в этой структуре равны 0,276 нм. Поэтому структура льда чрезвычайно рыхлая (рис. VII-2). Она имеет большое количество пустот, которые по своим размерам превышают размеры молекул. При плавлении льда в образующейся жидкой воде сохраняется в основном та же структура.

Молекула воды состоит из иона кислорода, в электронное облако которого внедрены два ядра водорода. При этом кислород располагается как бы в вершине равнобедренного треугольника, а ядра водорода — в его углах. Каждая молекула воды также стремится тетраэдрически связаться с соседними молекулами, но тепловое трансляционное движение разрывает часть этих связей. Поэтому вода имеет как бы размытую тепловым движением структуру льда, является квазикристаллической. Как отмечает О. Я. Самойлов [1953 г.], экспериментальные данные показывают, что даже при 25 °С структура льда в воде сохраня-

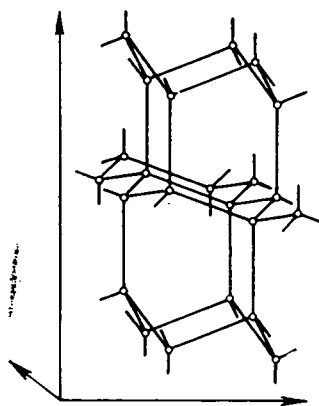


Рис. VII-2. Расположение центров молекул в структуре льда.

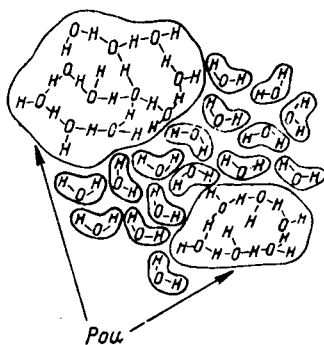


Рис. VII-3. Схематическая модель жидкой воды с рядами льдоподобных структур и мономерными молекулами воды.

ется в значительной степени. В этом заключается различие воды и льда. Связи между молекулами в жидкой воде, так же как и во льду, в основном водородные по тетраэдру.

Таким образом, в воде в каждый данный момент образуются льдоподобные и плотно упакованные структуры. Под первыми понимаются агрегаты, скопления молекул воды, соединенные водородными связями. Вторые образованы неассоциированными мономерными молекулами воды, заполняющими промежутки между льдоподобными образованиями и находящимися в каждый данный момент в равновесии с ними (рис. VII-3).

Для льдоподобных образований характерна высшая упорядоченность в расположении молекул, а для воды — лишь ближний порядок, т. е. упорядоченность только тех молекул, которые находятся на близком расстоянии друг от друга. Скопления молекул воды, образующих в жидкой воде островки льдоподобных структур, называют «мерцающими рядами». Размеры роев соответствуют сумме диаметров нескольких десятков молекул воды. Время существования роя не превышает $10^{-10} - 10^{-11}$ с, вследствие чего происходит характерное для этих образований мерцание. Рои растут за счет мономерных молекул, с которыми они в каждый данный момент находятся в состоянии равновесия, и распадаются, чтобы вновь их образовывать [Блох А. М., 1966 г.].

Для льдоподобных образований жидкой воды, как и для льда, характерно рыхлое строение. Поэтому считается, что вода обладает открытой структурой, содержащей значительное количество полостей, часть которых могут занимать мономерные молекулы. Заполнением пустот льдоподобных структур объясняют увеличение плотности при плавлении льда, уменьшение объема воды, а также максимальную ее плотность при 4°C .

При повышении температуры воды увеличивается интенсивность теплового движения частиц. В жидкостях существуют два вида теплового движения: 1) колебательное, т. е. движение атомов около временных положений равновесия, и 2) трансляционное, т. е. скачкообразное перемещение атомов из одного положения равновесия в другое. Это трансляционное движение обуславливает существование в жидкостях локальных разрежений, или так называемых дырок, разрывов водородных связей, понижение вязкости воды, повышение ее текучести и т. д. Этим же объясняется увеличение координационного числа у воды при повышении ее температуры. Повышение давления на воду также вызывает разрыв водородных связей и уменьшение ее вязкости.

Структура воды зависит от количества и вида растворенных в ней веществ. Ионы, находящиеся в воде, оказывают воздействие на тепловое и особенно на трансляционное движение ближайших к ним молекул воды. При этом одни ионы воздействуют на молекулы воды так, что среднее время пребывания их во временных положениях равновесия возрастает по сравнению с чистой водой, т. е. эти ионы ослабляют трансляционное движение молекул воды (Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Ba^{2+} , HCO_3^- , CO_3^{2-}); другие, наоборот, уменьшают это время, т. е. усиливают трансляционное движение (K^+ , Cl^- , SO_4^{2-}). В соответствии с этим явление гидратации ионов в воде следует рассматривать не как образование пленок связанной воды, а как действие ионов на трансляционное движение молекул воды [Самойлов О. Я., 1957 г.]. Поэтому положительная гидратация, т. е. ослабляющая трансляционное движение молекул воды, будет способствовать сохранению ориентации молекул и упрочнению водородных связей в ионном растворе, а отрицательная, т. е. усиливающая трансляционное движение,— их ослаблять и уменьшать.

При диссоциации в воде ионов, обладающих той или иной способностью к гидратации, их общее влияние на структуру раствора будет зависеть от того, насколько тот или иной ион способен нейтрализовать противоположное влияние другого иона. Поэтому процессы, происходящие в воде при растворении ионов, оказывают влияние на размеры роев молекул воды, т. е. в целом на ее структуру. Влияние концентрации ионов на структуру воды зависит от того, какой эффект они оказывают. При упорядочивающем эффекте их концентрация будет способствовать росту размеров роев и укреплению имеющихся водородных связей. При разупорядочивающем эффекте концентрация ионов вызывает обратное воздействие.

Трансляционное движение частиц воды существенно влияет и на растворяющую ее способность. С увеличением интенсивности теплового движения частиц воды в связи с повышением ее температуры или доминирующим действием тех или иных ионов растворяющая способность ее повышается. Наоборот, ослабле-

ние теплового, и особенно трансляционного, движения понижает растворяющую способность воды.

С понижением температуры тепловое трансляционное движение уменьшается, возрастает влияние ориентационного эффекта молекулярных (ван-дер-ваальсовых) сил, и при температуре, близкой к кристаллизации воды, молекулы ее группируются в льдообразные агрегаты, соединяясь достаточно прочными водородными связями.

Согласно выводам А. А. Ананяна [1963 г.], в соответствии с современным представлением о гидратации ионов следует полагать, что взаимодействие минеральных частиц горной породы с водой можно рассматривать как их влияние на трансляционное движение ближайших молекул воды. При этом подвижность молекул воды, ближайших к твердой поверхности, обычно уменьшается, и тем сильнее, чем ближе они расположены к частице. Изменение подвижности части молекул приводит к искажению структуры воды, так как нарушается возможность сохранения их четверной координации. Кроме того, как показал Г. Б. Бокий [1961 г.], расстояния между активными центрами по поверхности глинистых частиц составляют 0,55 нм, а ближайшие расстояния между молекулами воды в воде и во льду около 0,28 нм. Поэтому адсорбированные на активных центрах молекулы воды не могут образовать друг с другом водородных связей и создать мономолекулярный слой. Это также приводит к искажению структуры воды, дезориентации ее молекул.

В тонкодисперсных горных породах вследствие большой их удельной поверхности значительная часть воды оказывается ориентированной поверхностными силами частиц породы и характеризуется искаженной структурой. При замерзании таких пород часть воды переходит в лед с неискаженной или слабо искаженной структурой. Остальная часть воды не кристаллизуется, так как искажение структуры препятствует кристаллизации [Ананян А. А., 1961, 1963 гг.]. Поэтому в любой мерзлой породе всегда содержится определенное количество незамерзшей воды, которое изменяется в зависимости от температуры.

Большое влияние на фазовые переходы воды в лед имеет степень влажности породы. Чем она меньше, чем тоньше пленки содержащейся в породе воды, тем больше искажение ее структуры и она может дольше находиться в незамерзшем состоянии.

Из сказанного следует, что структурные особенности воды определяют ее свойства и взаимодействие с горными породами.

VII-3. Виды воды в горных породах

Вода в горных породах распределяется закономерно под влиянием естественных и искусственных факторов. Некоторые из этих закономерностей рассмотрены выше. Здесь же необходимо обратить внимание на тот факт, что с изменением количества воды в горных породах наблюдается изменение ее качест-

Т А Б Л И Ц А VII-2
Виды воды в горных породах (по В. Д. Ломтадзе)

Виды воды	Состояние породы по степени влажности (заполнение пор водой)	Распространение видов воды	Подвижность воды	Силы, определяющие подвижность воды
Свободная	Гравитационная	Водоносные горизонты, зоны, комплексы	Легкоподвижная	Гравитационные
	Капиллярная		Подвижная	Гравитационные и капиллярные
	Иммобилизованная		Слабоподвижная	Гравитационные
Физически связанная	Поверхностных слоев	Сильновлажная или влажная (полное или частичное, значительное)	Зона капиллярного насыщения и увлажнения	Сорбиционные — по верхностные на границе раздела твердой и жидкой фаз
	Адсорбированная			
Парообразная	Свободно сообщающаяся с наземной атмосферой	Слабовлажная (частичное или полное)	Зона аэрации. В других зонах в тонкодисперсных породах и микротрещинах любых пород	Разность упругости пара
	Защемленная в порых	Воздушно-сухая (отсутствует)	Зона аэрации	
		Сильновлажная (значительное)	В любых горных породах в защемленном виде	
В твердом состоянии	В дисперсном состоянии	Мерзлая (частичное или полное)	В зоне деятельного слоя и многолетнемерзлых пород	Практически неподвижная
	В виде крупных кристаллов, скоплений, прослоек, слоев, жил, линз			

Примечание. Горные породы содержат также химически связанную (кристаллизационную, конституционную, цеолитную) и биологически связанную воду (в микроорганизмах, растениях, животных). Эти воды изучают минералогия, биология, биохимия и другие науки.

венного состояния. В соответствии с этим принято различать категории, формы или виды воды в горных породах.

В Советском Союзе наибольшей известностью пользуется классификация видов воды в горных породах, предложенная в 1919 г. почвоведом А. Ф. Лебедевым. По мере накопления новых данных о свойствах воды разрабатывались другие классификации [Бюкс Г., 1921 г.; Качинский Н. А., 1947.; Долгов С. И., 1948 г.; Васильев А. М., 1948 г.; Попов В. К., 1948 г.; Сергеев Е. М., 1952 г.]. Все они в той или иной степени уточняли и расширяли классификацию А. Ф. Лебедева. Не останавливаясь на разборе каждой из них, отметим главное — все классификации показывают изменение форм нахождения воды в горных породах в зависимости от их влажности.

Применительно к глинистым породам для изучения этой зависимости были предприняты специальные исследования [Ломтадзе В. Д., 1951—1959 гг.]. Полученные результаты, а также полевые наблюдения и данные других авторов использованы для построения новой принципиальной схемы видов воды в горных породах, показанной в табл. VII-2. Эта схема, как нам представляется, отражает современное состояние рассматриваемого вопроса.

Из приведенной схемы видно, что вода в горных породах может находиться в четырех основных видах — свободном, физически связанном, парообразном и в твердом состоянии. С изменением степени влажности горных пород изменяется форма нахождения в них воды. Каждая категория воды обладает определенной подвижностью вследствие различной интенсивности взаимодействия ее с породой. С изменением количества и соответственно вида воды в горных породах изменяются и их свойства. Эти изменения особенно заметны в тонкодисперсных глинистых породах.

Свободная вода. В горных породах она присутствует при значительном их увлажнении. Она может быть подразделена на три категории: гравитационную, капиллярную и иммобилизованную.

Гравитационная вода распространена главным образом в пределах водоносных горизонтов, зон и комплексов, т. е. в породах, обладающих сверхкапиллярной скважностью. Она легкоподвижна и подчиняется главным образом силе тяжести. Относительная роль других сил, действующих при этом в породах, ничтожна. Гравитационная вода легко и сравнительно быстро стекает из породы, может и откачиваться из нее. Скорость движения ее зависит от водопроницаемости пород и напора, который испытывает эта вода. Гравитационные воды могут двигаться сверху вниз, например через зону аэрации, вдоль водоносного горизонта, зоны, комплекса, или снизу вверх, в общем от области питания к области разгрузки. Скорость движения этой воды в некоторой степени зависит и от ее свойств, главным

образом от вязкости, зависящей от температуры. Гравитационная вода обладает всеми свойствами капельно-жидкой воды, имеет различную минерализацию, химический состав, физические свойства (цвет, прозрачность, запах, вкус, температуру) и агрессивность по отношению к металлическим и бетонным конструкциям сооружений. Все эти свойства гравитационной воды зависят от геологических условий ее залегания.

Капиллярная вода присутствует в горных породах при значительном или умеренном их увлажнении, заполняя только капиллярные поры и трещины. Характерными участками ее распространения являются зоны капиллярного насыщения и капиллярного увлажнения. Эта вода может находиться также в подвешенной капиллярной зоне, которая в природных условиях образуется в нижней части слоя мелкозернистых пород, подстилаемого более крупнозернистыми. В этом случае капиллярная зона не связана с водоносным горизонтом, она подвешена. Вода в ней удерживается снизу и сверху менисковыми силами на границе раздела вода—воздух. При испарении воды мощность зоны капиллярной подвешенной воды уменьшается, а при длительном развитии этого процесса она вообще может исчезнуть.

Капиллярная вода подвижная, она подчиняется как силе тяжести, так и капиллярным силам. Гидростатическое давление передается по всей массе породы при полном насыщении ее водой. При неполном насыщении породы водой капиллярная вода постепенно перетягивается от участков более влажных, где мениски на границе вода—воздух имеют меньшую кривизну, к участкам более сухим, где мениски имеют большую кривизну. Перераспределение влаги в осадочных породах происходит также от участков более песчаных к участкам более глинистым. Относительная роль гравитационных сил при этом становится ничтожной. Движение воды совершается главным образом под влиянием капиллярных (менисковых) сил.

Отделение капиллярной воды из породы обычно затруднено и протекает медленно, она не может свободно полностью стекать из породы. Фильтрация ее начинается при напоре, превышающем начальный. По своим физическим свойствам она мало отличается от капельно-жидкой воды, хотя в тонких капиллярах замерзает при температуре ниже 0 °С.

Иммобилизованная вода распространена в породах слабо-водопроницаемых и водонепроницаемых при значительной их влажности. Это избыточная вода сверх физически связанной. Она защемлена—иммобилизована, занимает пространство между частицами породы, покрытыми пленками физически связанной воды. Движение иммобилизованной воды затруднено из-за малого размера пор и трещин. Оно возможно под влиянием значительного напора, создающегося при гравитационном или тектоническом уплотнении горных пород. Миграция этой воды происходит также при уплотнении пород под нагрузкой от со-

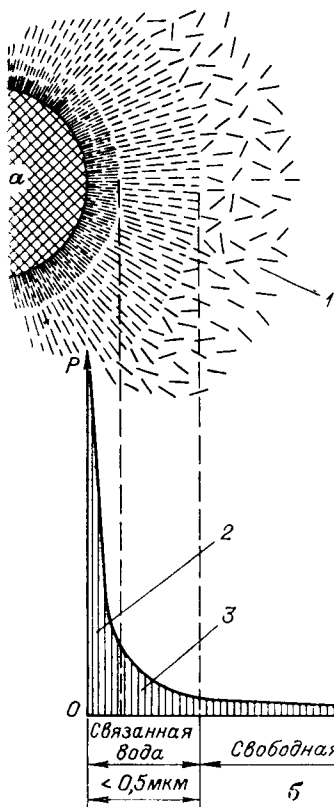


Рис. VII-4. Схема взаимодействия сил в системе твердая частица — вода (по Н. А. Цытовичу).

a — схема расположения молекул воды в пределах диффузного слоя твердой частицы; *b* — эпюра изменения поверхностных сил в зависимости от расстояния от минеральной частицы; 1—3 — вода; 1 — свободная; 2 — адсорбированная; 3 — поверхностных слоев.

оружий. При значительном напоре иммобилизованная вода преодолевает вязкое сопротивление сдвигу физически связанной воды и отжимается из породы. Она имеет свойства капельно-жидкой воды.

Физически связанная вода. Она характерна для пород незначительно увлажненных. Она мало- или трудноподвижна, прочно удерживается в породе поверхностными силами, развивающимися на границе раздела твердой и жидкой фаз. Физически связанная вода отличается по своим свойствам от капельно-жидкой. Общее количество ее в породах характеризует их гидрофильность. Эта вода может быть подразделена на адсорбированную и воду поверхностных слоев (см. табл. VII-2, рис. VII-4). Воду адсорбированную нередко называют прочно-связанной, а воду поверхностных слоев — рыхлосвязанной. Однако эти названия никак не согласуются со свойствами этих видов воды. Поэтому ими пользоваться не следует.

Вода поверхностных слоев образует сольватные гидратные оболочки на поверхности частиц, слагающих породу, или на стенках трещин и пустот, покрывая слоем адсорбированную

воду. Она может частично проникать в межпакетное пространство кристаллических решеток некоторых минералов, например минералов монтмориллонитовой группы. Однако это в основном вода диффузных оболочек минеральных частиц. Молекулы воды поверхностных слоев не прилегают непосредственно к поверхности минеральных частиц, но находятся в поле их влияния — «эстафетный механизм». Они образуются как за счет ориентации молекул воды сверхадсорбированной, так и за счет гидратации адсорбированных ионов, т. е. за счет их упорядочивающего действия на молекулы воды (положительная гидратация).

Общее количество воды поверхностных слоев в породе определяется главным образом степенью ее дисперсности, минеральным составом глинистой части породы, составом и содержанием обменных ионов. Так, например, породы более тонкодисперсные, более глинистые, монтмориллонитового состава, содержащие в диффузном слое ионы, ослабляющие трансляционное движение молекул воды, содержат больше воды поверхностных слоев, чем породы более грубозернистые, менее глинистые, каолинитового состава, содержащие обменные ионы, усиливающие трансляционное движение молекул воды.

Содержание воды поверхностных слоев в породе может изменяться также в зависимости от влажности окружающей среды. Эта вода может испаряться, а затем снова конденсироваться на поверхности частиц при изменении влажности и температуры воздуха. Важное значение имеет степень литификации породы. Породы малой степени литификации наряду со свободной иммобилизованной водой содержат много воды поверхностных слоев. Породы высокой степени литификации обычно содержат только физически связанную воду, а общее ее содержание мало. Как показывают данные исследований, выполненных на кафедре инженерной геологии Ленинградского горного института, содержание физически связанной воды изменяется при нарушении естественного сложения породы — при ее перемятии или уплотнении. Такие воздействия, по-видимому, вызывают нарушение упорядоченного положения молекул воды в породе, сложившегося за продолжительное геологическое время. Поэтому наряду с общим изменением количества связанной воды происходит также и перераспределение видов воды в породе.

Вода поверхностных слоев имеет неодинаковую толщину по поверхности частиц. По подсчетам Б. В. Дерягина [1952 г.], она имеет много рядов молекул и как особая граничная фаза обладает свойствами, отличными от свойств адсорбированной и свободной воды в окружающем объеме. Вода поверхностных слоев характеризуется повышенной вязкостью, замерзает при температуре ниже нуля, плотность ее выше единицы, растворяющая способность понижена, диэлектрическая постоянная меньше, чем у свободной воды. Она обладает упругостью формы, причем чем тоньше слой воды, тем больше модуль ее упругости. Эта вода

удерживается на поверхности частиц сорбционными силами в тысячи и десятки тысяч килоньютонов. Под действием внешнего давления, несколько превышающего сорбционные силы, она медленно отжимается из породы, преодолевая вязкое сопротивление сдвигу слоев связанной воды. Наличие элементов сдвиговой упругости в сольватных слоях обнаруживается при испытаниях глин на фильтрацию, которая в плотных глинах начинается при градиентах напора более 10.

Таким образом, движение воды поверхностных слоев осуществляется под влиянием напора, создаваемого внешней нагрузкой, или при переходе ее в пар. Эта вода медленно перетекает с частицы на частицу под влиянием молекулярных сил с участков, где толщина пленки связанной воды больше, к участкам, где она меньше. Ее перемещение возникает также под влиянием осмотических и электроосмотических сил. Под влиянием осмотических сил миграция воды происходит от участков с малой концентрацией ионов в растворе к участкам с повышенной их концентрацией. Электроосмотические силы развиваются при разности потенциалов постоянного электрического тока. В этом случае молекулы воды перемещаются к отрицательному электроду — к катоду.

Важнейшим свойством воды поверхностных слоев является способность оказывать расклинивающее давление, возникающее в сольватном слое между поверхностями твердых частиц при их сжатии, при попытке уменьшить зазор и отжать воду. Расклинивающее давление может достигать десятков мегапаскалей и для определенной фазовой системы зависит только от толщины сольватного слоя.

Адсорбированная вода образуется путем прочного связывания (адсорбции) молекул воды с поверхностью частиц породы с выделением до 400 Дж тепла на 1 г воды, т. е. примерно столько же, сколько выделяется при ее замерзании. Адсорбированная вода образуется поляризованными (ориентированными) молекулами воды на поверхности частиц или в промежутках между слоистыми пакетами кристаллической решетки некоторых минералов, например группы монтмориллонита. Содержание такой воды в породах, как и воды поверхностных слоев, определяется их дисперсностью, минеральным составом, составом и содержанием обменных ионов, влажностью окружающей среды, степенью нарушенности естественного сложения.

Адсорбированная вода трудноподвижна. Она удерживается у поверхности частиц силами в десятки и сотни тысяч килоньютонов. Поэтому она может отжиматься из породы очень медленно, только при высоком давлении, или передвигаться, переходя в пар, или перетекать с частицы на частицу, как и вода поверхностных слоев. Свойства адсорбированной воды существенно отличаются от свойств обычной капельно-жидкой воды. Так, например, ее плотность значительно выше единицы и по

разным определениям изменяется от 1,2 до 2,4 г/см³. Она имеет повышенные вязкость и упругость, оказывает заметное сопротивление сдвигу. Замерзает при температуре от 0 до —78 °С. Чем больше нарушена ее структура, тем при более низкой температуре она замерзает. Поэтому в природных условиях в мерзлых породах она составляет значительную часть незамерзающей воды. Адсорбированная вода обладает пониженной растворяющей способностью, ее диэлектрическая постоянная равна 2—2,2, т. е. несопоставимо меньше, чем у свободной воды. Электропроводность ее также ниже, чем дистиллированной воды.

В табл. VII-3 приведены результаты исследований изменения естественной влажности глинистых отложений естественного сложения при уплотнении различными нагрузками [Ломтадзе В. Д., 1959 г.]. Естественная влажность пород, т. е. влажность до опыта, была неодинакова. Она высока у илов и иольдиевых глин, значительна у ленточных глин, умеренная у майкопских глин и доманиковых сланцев и сравнительно низкая у кембрийских глин. Специальные исследования показали, что илы, иольдиевые и ленточные глины в избытке содержат свободную воду; в майкопских глинах подавляющая масса влаги находится в физически связанном состоянии, а доманиковые сланцы и кембрийские глины содержат только физически связанную воду.

Из табл. VII-3 видно, что при уплотнении глинистых отложений выделяется огромное количество воды, при этом отжатие ее происходит непрерывно, по мере возрастания уплотняющей нагрузки. Вода свободная, легкоподвижная, отжимается быстро

ТАБЛИЦА VII-3
Изменение влажности (%) глинистых отложений при уплотнении
их различными нагрузками

Отложения	Нагрузка, МПа						
	0	6	15	50	100	200	300
Ил							
Финский залив	71	31	24	18	12	—	—
район г. Саки	79	27	20	16	13	—	—
Иольдиевая глина							
р. Выг	46	29	23	20	14	—	—
р. Кума	33	21	17	13	10	—	—
р. Кемь	73	31	23	18	14	—	—
Ленточная глина (Ленинград)	31	17	14	12	9	—	—
Майкопская глина (г. Хады- женск)	29	25	21	18	15	8	—
Доманиковые сланцы (Ухта)	17	—	—	—	13	9	—
Кембрийские глины (Ленин- град)	12	—	—	—	9	7	5

и сравнительно легко под воздействием первой ступени нагрузки. После ее отделения при увеличении нагрузки начинается выделение физически связанной мало- и трудноподвижной воды, оно происходит непрерывно, хотя и медленно. Опыты наглядно показывают, что при уплотнении пород естественного сложения и влажной (как и пород нарушенного сложения) и отжимании из них воды (водных растворов) физически связанная вода переходит в свободную. В результате этого влажность пород оказывается ниже их гигроскопической влажности.

Уплотнение пород проходит в несколько стадий: а) свободного уплотнения, происходящего быстро, но плавно, при сравнительно малых уплотняющих нагрузках; на этой стадии отделяется свободная вода; б) затрудненного уплотнения, протекающего медленнее, менее плавно, при повышенных уплотняющих нагрузках, превышающих силы взаимодействия между минеральными частицами, слагающими породу, и поверхностных слоев воды; в) замедленной или полной консолидации, совершающейся весьма медленно, плавно, спокойно, при больших уплотняющих нагрузках, превышающих силы взаимодействия между адсорбированной водой и минеральной частью породы.

На интенсивность и характер уплотнения глинистых отложений существенно влияет степень их литификации. Поэтому у морских илов, иольдиевых и ленточных глин выявляются все три стадии уплотнения, у майкопских глин первая стадия не выявляется, так как она прошла у них в условиях естественного залегания, уплотнение же доманиковых сланцев и кембрийских глин начинается с третьей стадии.

Различия в степени минерализации и составе поровых вод не влияют на характер и степень уплотнения пород и отжатие воды. Так, в рассматриваемых примерах иловые воды имели минерализацию до 190 г/л, т. е. примерно в 5 раз большую, чем у морской воды. Поровые воды майкопских глин, доманиковых сланцев и кембрийских глин имеют минерализацию до 4 г/л, а иольдиевые и ленточные глины меньше 1 г/л. Состав воды у илов хлоридно-магниево-натриевый, у иольдиевых глин гидрокарбонатно-натриевый, а у ленточных глин гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевый; у майкопских глин и доманиковых сланцев сульфатно-кальциевый, у кембрийских глин гидрокарбонатно-хлоридно-натриевый. По мере возрастания уплотняющей нагрузки постепенно уменьшается минерализация выжимаемых поровых вод, в первую очередь за счет труднорастворимых составляющих.

Относительно природы физически связанной воды пока нет общепринятой точки зрения. Согласно коллоидно-химической концепции она образована поляризованными (ориентированными) молекулами воды на поверхности глинистых частиц или в промежутках между слоистыми пакетами, их слагающими (монтмориллонит). Согласно кристаллохимической точке зрения

связанная вода имеет сетчатую структуру благодаря определенному расположению атомов кислорода и водорода в пределах каждой молекулы воды (гексагональная группа). Сочетание таких молекул воды и образует сетку — своеобразную решетку, удерживаемую на поверхности кристалла водородными связями.

Парообразная вода. Находится она в воздухе, заполняющем поры, пустоты и трещины в горных породах, не занятые жидкой водой или льдом, т. е. в породах водоненасыщенных. Такие условия типичны для зоны аэрации. Поэтому парообразная вода распространена главным образом в этой зоне. Она находится и в других зонах земной коры, там, где породы не полностью водонасыщены.

Водяной пар может свободно сообщаться с наземной атмосферой или быть защемленным в порах и пустотах горных пород. Общее его количество в воздухе подземной атмосферы определяется температурой пород, а следовательно, и воздуха. Чем выше температура воздуха, тем выше его абсолютная влажность. Последняя обычно непостоянна во времени, но в общем невелика, составляет малые доли процента от массы породы. Количество водяного пара в породах регулируется непосредственно относительной влажностью воздуха. Чем меньше относительная влажность воздуха и, следовательно, ниже упругость пара в данном объеме породы, тем интенсивнее идет передвижение пара из окружающей среды, тем интенсивнее испаряются другие виды воды, находящиеся в породе. Однако с повышением относительной влажности воздуха порода больше поглощает из него водяных паров. Это явление поглощения породой водяного пара из воздуха называется сорбцией, а свойство горной породы сорбировать парообразную воду — гигроскопичностью. Гигроскопичность породы зависит от степени ее дисперсности, минерального состава и других факторов. Она определяет содержание адсорбированной воды в породе в данных условиях.

При испарении физически связанной и других видов воды увеличивается содержание водяного пара в подземном воздухе. При относительной влажности воздуха, равной 100 %, т. е. когда он насыщен водяным паром, количество воды, сорбированной породой, достигает максимума. Влажность такой породы называют максимальной гигроскопичностью. Она приближенно характеризует максимальное количество адсорбированной воды, которое может содержать горная порода.

Передвижение водяного пара в горных породах происходит главным образом под влиянием разности упругости пара от области, где она выше, т. е. где выше температура пород, к области, где упругость пара ниже, благодаря более низкой температуре пород. Поэтому, например, летом наблюдается миграция влаги из надземной атмосферы в толщу пород, где она конденсируется и повышает их влажность. Зимой, наоборот,

рет, влага мигрирует к поверхности земли, к зоне охлаждения (к деятельному слою), где конденсируется, замерзает и обуславливает скопление кристаллов и прослоек льда, определяя льдистость — влажность пород. Этому способствует то обстоятельство, что упругость пара над поверхностью льда ниже, чем над охлажденной и даже переохлажденной водой.

Кроме температурных градиентов на упругость пара и соответственно на миграцию воды в парообразном состоянии влияют и другие причины. Так, например, из физики известно, что испарение влаги с вогнутых поверхностей менисков происходит менее интенсивно, чем с плоской поверхности, а с выпуклой поверхности менисков. Поэтому упругость пара у вогнутых менисков меньше, чем у плоских поверхностей, а у плоских меньше, чем у выпуклых. Следовательно, миграция пара в этом случае может происходить и при одинаковой температуре породы от одних ее участков к другим в зависимости от ее состава, степени дисперсности, определяющей характер поверхностей менисков воды в порах породы.

Вода в твердом состоянии. Распространена она в мерзлых горных породах: в деятельном слое, т. е. в слое зимнего промерзания и летнего оттаивания, и в зоне многолетнемерзлых пород. Лед встречается в микро- и макроформах. В первом случае он распределен в породе более или менее равномерно и цементирует ее. В мерзлых песчаных и глинистых породах лед образует микрокристаллы и тонкие пленки. Присутствие его обнаруживается благодаря твердости породы, которая постепенно уменьшается при оттаивании. Макроформы льда в горных породах весьма разнообразны: ясно различимые кристаллы, их скопления, линзы, прослойки, слои, жилы (трещины, заполненные льдом) и мощные толщи.

Общее содержание льда в горных породах — их льдистость — может изменяться в весьма широких пределах. В песчаных и глинистых породах льдистость (влажность) может достигать нескольких сотен и иногда даже тысячи процентов по отношению к массе минеральной части породы (см. гл. IX).

VII-4. Воздух и газы в песчаных и глинистых породах

При неполном водонасыщении песчаные и глинистые породы содержат в порах, пустотах и трещинах воздух и газы, т. е. являются трехфазными системами. В природных условиях, особенно в приповерхностных горизонтах земли, они почти всегда содержат то или иное количество воздуха и газов, которое зависит в первую очередь от их влажности. Чем она выше, тем меньше в породе воздуха и газов, и наоборот. Поэтому в зоне аэрации в породах высоко содержание воздуха и газов; в зоне капиллярного увлажнения их меньше, а в зоне насыщения еще меньше.

Воздух и газы в горных породах могут находиться в следующих состояниях: 1) в свободном — в крупных пустотах, трещинах, свободно перемещаться по ним; при благоприятных условиях участвуют в воздухо- и газообмене с надземной атмосферой; 2) в защемленном (в порах и микротрещинах), в изолированном — иммобилизованном — состоянии, часто при наличии пленок воды, а также свободной иммобилизованной и капиллярной воды, частично заполняющей поры и микротрещины; 3) в адсорбированном на поверхности частиц, слагающих породы, под влиянием поверхностных и молекулярных сил; 4) в растворенном в воде состоянии и выделяться из нее при изменении давления и температуры.

Основная масса воздуха поступает в горные породы из атмосферы. Газы (O_2 , N_2 , CO_2 , H_2S , CH_4 , тяжелые углеводороды, гелий, эманации радия) частично поступают из воздуха, частично образуются в результате жизнедеятельности микроорганизмов, геохимических, и в том числе биохимических, процессов, развивающихся в осадках и породах, а частично поступают и из недр Земли. Передвижение воздуха и газов в горных породах происходит главным образом под влиянием перепада температуры и давления в разных участках и зонах горных пород, а также между надземной и подземной атмосферой. Некоторое значение имеют изменение плотности газов, интенсивность передвижения водяного пара в горных породах и другие факторы.

Воздух и газы в горных породах оказывают большое влияние на их свойства и процессы, развивающиеся в них. Чем больше воздуха в породе, тем ниже ее влажность, а следовательно, выше устойчивость, прочность и меньше деформируемость. Наличием воздуха в породах определяется развитие капиллярных явлений на границе раздела воздух — вода. Газы свидетельствуют о той или иной геохимической обстановке в породах и развитии различных геохимических процессов. Так, например, на окислительную обстановку указывает наличие кислорода, азота, уголекислоты; восстановительная среда характеризуется присутствием углеводородов, сероводорода, отчасти азота и уголекислоты. При дегазации пород, например при удалении из них уголекислоты, нарушается карбонатное равновесие, гидрокарбонаты переходят в карбонаты, выпадают в осадок и цементируют породу. Увеличению уголекислоты в породах способствует выщелачивание из них цемента.

Воздух и газы в породах, особенно в адсорбированном и защемленном состоянии, оказывают влияние на их механические свойства. В таких породах усиливаются упругие свойства, они медленно уплотняются, а при разгрузке медленно разуплотняются. Все это показывает, какое важное значение имеет изучение содержания воздуха и газов в песчаных и глинистых породах.

Глава VIII

ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА РЫХЛЫХ НЕСВЯЗНЫХ И МЯГКИХ СВЯЗНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

VIII-1. Общие понятия

Физико-механическими свойствами горных пород, как известно, называются такие, которые определяют их физическое состояние, отношение к воде и закономерности изменения прочности и деформируемости. Рыхлые несвязные и мягкие связные горные породы по всем этим свойствам существенно отличаются от скальных и полускальных. Поэтому для их характеристики и оценки обычно используют больше различных показателей.

VIII-2. Физические свойства

Главнейшими физическими свойствами песчаных и глинистых пород являются плотность, пористость и влажность. Эти свойства взаимозависимы и в целом выражают их физическое состояние как в условиях естественного залегания, так и в земляных сооружениях (плотинах, дамбах, насыпях и др.). По основным физическим свойствам можно косвенно судить о прочности, деформируемости и устойчивости песчаных и глинистых пород, а также об их измененности под влиянием геологических процессов или искусственных факторов. Основные и некоторые дополнительные характеристики физических свойств песчаных и глинистых пород сведены в табл. VIII-1. К числу дополнительных характеристик глинистых пород относится их консистенция, а песчаных — относительная плотность.

Плотность. Как отмечалось выше, плотность минеральной части горных пород характеризуется массой единицы объема минеральной части (скелета) породы (г/см^3). Она определяется минеральным составом пород и выражает среднюю плотность слагающих их минералов. Плотность главнейших породообразующих минералов песчаных и глинистых пород изменяется в сравнительно небольших пределах, вследствие чего и плотность минеральной части большинства этих пород изменяется мало (табл. VIII-2). У легких, сильнопесчаных разновидностей глинистых пород, супесей и песков среднее значение плотности минеральной части равно $2,65 \text{ г/см}^3$, у среднепесчаных (суглинки) — $2,70 \text{ г/см}^3$, у тяжелых разновидностей глин — $2,75 \text{ г/см}^3$.

ТАБЛИЦА VIII-1
Характеристики физических свойств песчаных и глинистых пород

Характеристики	Обозначения	Формулы для вычислений	Размерность
Плотность минеральной части	γ_m	$\gamma_m = \frac{q_1}{V_1}$	г/см ³
Плотность породы	γ	$\gamma = \frac{q_1 + q_2}{V_1 + V_2}$	г/см ³ , т/м ³
Плотность скелета	$\gamma_{ск}$	$\gamma_{ск} = \frac{q_1}{V_1 + V_2} = \frac{\gamma}{1 + W}$	г/см ³ , т/м ³
Плотность породы под водой	γ'	$\gamma' = (\gamma_{ск} - 1) (1 - n)$	г/см ³ , т/м ³
Влажность весовая	W	$W = \frac{q_2}{q_1} = \frac{\gamma - \gamma_{ск}}{\gamma_{ск}}$	%
Влажность объемная	$W_{об}$	$W_{об} = W \gamma_{ск}$	%
Полная влагоемкость (влагоемких пород) или полная водоемкость (невлагоемких пород)	W_n	$W_n = \frac{1}{\gamma_{ск}} - \frac{1}{\gamma_m} = \frac{n}{\gamma_m (1 - n)}$	Безразмерная
Коэффициент водонасыщения	G	$G = \frac{W}{W_n} = \frac{W \gamma_m (1 - n)}{n} = \frac{W \gamma_m}{e \gamma_{ск}}$	*
Пористость	n	$n = 1 - m = 1 - \frac{\gamma_{ск}}{\gamma_m}$	%
Коэффициент пористости	e	$e = \frac{n}{1 - n} = \frac{\gamma_m - \gamma_{ск}}{\gamma_{ск}}$	Безразмерная

Коэффициент пористости породы естественного сложения и влажности (начальный)	e_0	$e_0 = \frac{n}{1 - n} = \frac{\gamma_M - \gamma_{ск}}{\gamma_{ск}}$	»
Коэффициент пористости породы, насыщенной водой	e	$e = W \gamma_M$	»
Объем пор в 1 см ³ породы	n	$n = \frac{e}{1 + e} = 1 - m$	см ³
Объем минеральной части в 1 см ³ породы	m	$m = \frac{1}{1 + e} = 1 - n$	см ³
Объем газов в 1 см ³ породы	V_a	$V_a = \left(\frac{e_0}{\gamma_M} - \frac{W}{\gamma_B} \right) \gamma_{ск}$	см ³
Предел пластичности	W_p		%
Предел текучести	W_T		%
Число пластичности	I_n	$I_n = W_T - W_p$	%
Показатель консистенции	B	$B = \frac{W - W_p}{I_n}$	Безразмерная
Показатель естественной уплотненности	K_d	$K_d = \frac{e_T - e_0}{e_T + e_p}$	»
Коэффициент относительной плотности песчаной породы	I_d	$I_d = \frac{e_{max} - e_0}{e_{max} - e_{min}} = \frac{(n_{max} - n)(1 - n_{min})}{(n_{max} - n_{min})(1 - n)}$	
Коэффициент уплотняемости песчаной породы	U	$U = \frac{e_{max} - e_{min}}{e_{min}}$	

ТАБЛИЦА VIII-2

Средняя плотность некоторых типов песчаных и глинистых пород

Наименование пород	Район	Плотность минеральной части, г/см ³	Плотность породы, г/см ³	Плотность скелета, г/см ³
Кембрийские глины	Ленинград	2,74	2,16	1,90
Верхнедевонские глины	р. Свирь	2,85	2,18	1,86
Нижнекаменноугольные глины	Нелидово	2,67	2,07	1,72
Верхнекаменноугольные глины	Москва	2,60	2,05	1,72
Аргиллиты казанского яруса	Левшино	2,75	2,10	1,78
Аргиллиты татарского яруса	Воткинск	2,76	2,14	1,81
Глины татарского яруса	р. Шексна	2,77	2,08	1,72
Верхнеюрские (келловей) глины	Ярославль	2,66	1,88	1,41
Верхнеюрские (кимеридж) глины	Москва	2,78	1,84	1,32
Нижнемеловые (готерив) глины	Ульяновск	2,70	1,92	1,47
Нижнемеловые (апт) глины	»	2,70	1,95	1,52
Верхнемеловые (сантон) глины	р. Дон	2,59	1,84	1,36
Палеогеновые (киевские) глины	Волгоград	2,53	1,80	1,33
Палеогеновые спондиловые глины	Киев	2,75	1,90	1,47
Майкопские глины	Волгоград	2,70	1,80	1,27
Нижнесарматские глины	Севастополь	2,70	1,74	1,17
Меотические глины	Одесса	2,74	2,01	1,61
Хвалынские глины	Волгоград	2,77	1,92	1,44
Моренные суглинки московско-го горизонта	р. Нева	2,69	2,21	1,95
Моренные суглинки валдайского горизонта	»	2,70]	2,15	1,82
Иольдиевые глины	р. Выг	2,75	1,78	1,20
Ленточные глины	Ленинград	2,72	1,91	1,44
Лёсс	Запорожье	2,62	1,48	1,36
Озерно-ледниковые пески тонко- и мелкозернистые	Ленинград	2,66	1,99	1,59
Озерно-ледниковые пески средне- и крупнозернистые	»	2,65	1,70	1,60
Литориновые пески тонко- и мелкозернистые	»	2,66	1,97	1,58
Литориновые пески средне- и крупнозернистые	»	2,65	1,90	1,67
Аллювиальные пески	р. Москва	2,66	1,65	1,35
Аллювиальные пески	р. Ока	2,65	1,60	1,39
Флювиогляциальные пески	Мытищи	2,66	1,72	1,56
Эоловые пески	Казахстан	2,70	1,71	1,55
» »	Астрахань	2,74	1,63	1,42
Морские пески	Черное море	2,63	1,66	1,38

В зависимости от содержания примесей она может уменьшаться (примеси растительных остатков, гумуса, торфа, углестого вещества и др.) или увеличиваться (примеси тяжелых и рудных минералов).

Плотность породы — это масса единицы ее объема при есте-

ственных влажности и сложении. Она определяется плотностью минеральной части, пористостью и влажностью породы. Обычно чем выше плотность минеральной части, тем выше и плотность породы, чем больше пористость, т. е. чем более рыхлую упаковку имеют частицы в единице объема породы, тем меньше ее плотность. При увеличении влажности при данной пористости порода становится тяжелее, плотность ее повышается. Из табл. VIII-2 видно, что плотность глинистых и песчаных пород может изменяться в довольно широких пределах. Она характеризует их физическое состояние, степень уплотненности. Чем более уплотнена порода, тем меньше ее плотность отличается от плотности минеральной части.

От плотности породы отличают плотность ее скелета, под которой понимают массу единицы объема ее минеральной (твердой) части естественного сложения, т. е. это масса единицы объема сухой породы естественного сложения. Она, как и плотность породы, выражает степень ее уплотненности (табл. VIII-2). Чем она выше, тем выше плотность скелета, тем меньше она отличается от плотности породы в целом. Плотность скелета пород служит контрольным показателем степени их уплотнения в теле земляных сооружений (плотин, дамб, насыпей и др.). Численно плотность скелета породы равна отношению массы сухой породы (массы ее скелета) к ее объему (ко всему объему породы естественного сложения).

$$\gamma_{\text{ск}} = g_1 / (V_1 + V_2).$$

Так же как и плотность породы в целом, ее выражают в граммах на кубический сантиметр и в тоннах на кубический метр. Плотность скелета породы можно также определять по данным γ и W по формуле

$$\gamma_{\text{ск}} = \gamma / (1 + W),$$

где W — весовая влажность породы, доли единицы.

Если весовую влажность выразить в процентах, то формула для определения плотности скелета породы примет вид:

$$\gamma_{\text{ск}} = \gamma \left(1 + \frac{W}{100} \right).$$

Средняя плотность наиболее типичных разностей песчаных и глинистых пород показана в табл. VIII-3.

У пород, находящихся ниже уровня подземных вод, минеральные частицы испытывают взвешивающее действие воды, и поэтому их плотность соответственно уменьшается. Так как масса минеральных частиц в единице объема породы равна $1/(1+e_0)$, а масса единицы объема твердых частиц в воде равна $\gamma_m - \gamma_v$, то плотность породы, облегченной весом вытесненного объема воды, будет

$$\gamma' = -\frac{1}{1 + e_0} (\gamma_m - \gamma_v).$$

ТАБЛИЦА VIII-3
Плотность наиболее типичных песчаных и глинистых
пород в естественных условиях залегания

Породы	Состояние	Плотность, г/см ³	Плотность скелета, г/см ³
Пески гравелистые, крупно- и среднезернистые	Плотное сложение	>1,85	>1,70
То же	Средней плотности	1,65—1,85	1,55—1,70
»	Рыхлое сложение	<1,65	<1,55
Пески мелкозернистые, тонкозернистые, супесь легкая	Плотное сложение	>1,75	>1,65
То же	Средней плотности	1,60—1,75	1,50—1,65
»	Рыхлое сложение	<1,60	<1,50
Глины, суглинки, супеси желые	Уплотненные	1,70—2,20	1,35—1,90
То же	Мягкие	1,10—1,70	0,80—1,35

Учитывая, что $1/(1+e_0) = m = 1-n$, можно написать

$$\gamma' = (\gamma_m - \gamma_v)(1-n).$$

Для пород, все поры которых заполнены водой, также справедливо выражение $\gamma' = \gamma - 1$.

Для характеристики песчаных и глинистых пород очень важно знать их плотность. Плотность минеральной части служит главным образом для вычисления других показателей физического состояния пород (табл. VIII-1), плотность породы в целом характеризует плотность ее сложения и поэтому позволяет косвенно судить о прочности, деформируемости и устойчивости. Кроме того, она непосредственно используется при различных инженерных расчетах, например при расчете напряжения в горных породах на той или иной глубине, создаваемого весом вышележащих пород; давления, оказываемого породами на крепи подземных выработок или на подпорные стенки; массы горных пород, подвергающихся смещению (оползанию) или потенциально способных к таким деформациям, и др. Все это позволяет относить плотность горных пород к числу расчетных характеристик.

Пористость. Важным физическим свойством песчаных и глинистых пород, выражающим их физическое состояние, т. е. плотность упаковки частиц, является пористость. Она характеризует объем пор в единице объема породы и вычисляется по формуле

$$n \quad 1-m = 1 - \frac{\gamma_{ск}}{\gamma_m} = \frac{\gamma_m - \gamma_{ск}}{\gamma_m}.$$

Пористость выражают в долях единицы или в процентах от полного объема породы. Надо заметить, что такое выражение пористости не всегда удобно. Например, при расчете изменения объема породы под действием нагрузки надо учитывать изменение пористости, так как практически только за ее счет возможно уплотнение. Но пористость относится к полному объему породы, который сам изменяется при уплотнении и, следовательно, является величиной переменной. Это и составляет неудобства при расчетах.

Более удобной характеристикой пористости пород является коэффициент пористости e , равный отношению объема пор к объему твердой части породы, остающемуся постоянным при уплотнении,

$$e = \frac{n}{m} = \frac{n}{1-n} \quad \text{или} \quad e = \frac{\gamma_m - \gamma_{ск}}{\gamma_{ск}}.$$

Его выражают в долях единицы.

Через коэффициент пористости можно определять объем пор и объем твердой части породы в единице ее объема. Для этого решают уравнение $e = n/(1-n)$ относительно n и получают, что объем пор в единице объема породы равен $n = e/(1+e)$. Так как $m = 1-n$, то объем твердой части (скелета) в единице объема породы равен

$$m = 1/(1+e).$$

Принимая плотность воды равной единице, а твердой части породы γ_m , при полном насыщении породы водой будем иметь массу воды в единице объема породы

$$g_2 = 1 \frac{e}{1+e} = \frac{\gamma_m}{1+e},$$

масса твердой части (скелета) породы

$$g_1 = \gamma_m \frac{1}{1+e} = \frac{\gamma_m}{1+e},$$

откуда весовая влажность породы при полном ее насыщении водой будет равна

$$W = \frac{g_2}{g_1} = \frac{e}{1+e} : \frac{\gamma_m}{1+e} = \frac{e}{\gamma_m}.$$

Из последнего равенства видно, что при полном насыщении породы водой коэффициент пористости может быть вычислен через весовую влажность и плотность минеральной части породы: $e = W\gamma_m$.

Пористость песчаных и глинистых пород изменяется в довольно широких пределах в зависимости от формы и размера слагающих их частиц, т. е. от их дисперсности, степени отсортированности и однородности, плотности сложения, степени и

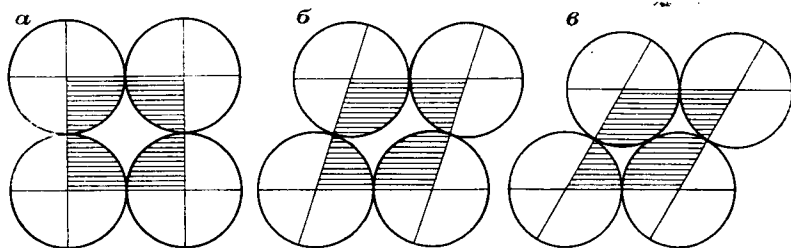


Рис. VIII-1. Изменение пористости породы, состоящей из равновеликих частиц шарообразной формы, в зависимости от плотности их сложения.
 а — наиболее рыхлое сложение ($n=48\%$; $e=0,92$); б — средней плотности сложение ($n=40\%$; $e=0,67$); в — наиболее плотное сложение ($n=26\%$; $e=0,35$).

характера цементации. У пород более тонкозернистых (тонкодисперсных), обладающих большой удельной поверхностью, она, как правило, выше, чем у пород грубодисперсных с меньшей удельной поверхностью. В соответствии с этим пористость глинистых пород обычно выше, чем пористость песков, гравелистых и других обломочных пород, хотя поры и пустоты у последних крупнее.

Пористость неоднородных по гранулометрическому составу пород обычно меньше, чем однородных, хорошо отсортированных, так как в неоднородных породах более мелкие частицы располагаются среди более крупных и общая плотность упаковки их повышается. Наблюдения показывают, что чем меньше коэффициент неоднородности гранулометрического состава пород, тем обычно выше их пористость. Некоторое влияние на пористость пород оказывает и форма частиц. Частицы неправильной формы, угловатые, создают большую изменчивость пористости и, как правило, увеличивают ее.

Существенное влияние на пористость пород оказывает плотность сложения. На рис. VIII-1 видно, что в зависимости от плотности укладки равновеликих частиц шарообразной формы независимо от их размера пористость может изменяться от 26 % при тетраэдрической укладке частиц до 48 % при кубической. Соответственно коэффициент пористости в такой идеальной геометрической модели будет изменяться от 0,35 при самом плотном сложении частиц до 0,92 при самом рыхлом.

Объем порового пространства в рыхлых песчаных и глинистых породах в некоторой части может изменяться также в зависимости от степени и характера их цементации коллоидами, солями, растительными остатками, а в обломочных породах глинистым веществом и др. Различные пески, гравийно-галечные и другие обломочные породы, а также супеси, суглинки и глины имеют общую пористость обычно более 20 %, и по сравнению со скальными и полускальными породами они высоко-

ТАБЛИЦА VIII-4*

Пористость и коэффициент пористости некоторых типов
песчаных и глинистых пород

Породы	Пористость, %	Коэффициент пористости
Кембрийские глины	30	0,43
Верхнедевонские глины	32	0,47
Нижнекаменноугольные глины	34	0,52
Верхнекаменноугольные глины	34	0,52
Вапны казанского яруса	33	0,49
Аргиллиты татарского яруса	34	0,52
Глины татарского яруса	38	0,61
Верхнеюрские (келловей) глины	47	0,89
Верхнеюрские (кимеридж) глины	52	1,10
Нижнемеловые (готерив) глины	46	0,85
Нижнемеловые (апт) глины	44	0,78
Верхнемеловые (сантон) глины	48	0,92
Палеогеновые (киевские) глины	47	0,89
Палеогеновые спондиловые глины	44	0,78
Майкопские глины	53	1,12
Нижнесарматские глины	56	1,28
Меотические глины	43	0,76
Хвалынские глины	48	0,92
Моренные суглинки московского горизонта	28	0,39
Моренные суглинки валдайского горизонта	32	0,47
Иольдиевые глины	57	1,33
Ленточные глины	47	0,82
Лёсс	48	0,92
Озерно-ледниковые пески тонко- и мелкозернистые	38	0,61
Озерно-ледниковые пески средне- и крупнозернистые	39	0,64
Литориновые пески тонко- и мелкозернистые	40	0,67
Литориновые пески средне- и крупнозернистые	39	0,64
Аллювиальные пески (Ергени)	42	0,73
Морские пески	43	0,76

пористые. Средние значения пористости некоторых типов песчаных и глинистых пород показаны в табл. VIII-4 и VIII-5. В этих породах пористость образуется при накоплении осадков и их диагенетическом преобразовании, т. е. является первичной (сингенетической). Она складывается главным образом из пустот между обломками и агрегатами, слагающими породы, а в некоторых их разностях, кроме того, из пустот, образовавшихся при разложении растительных и других органических остатков.

В песках и других обломочных породах поры, как правило, открытые, т. е. сообщающиеся между собой, и эффективны для движения воды, жидкостей и газов. В различных глинах, суглинках и супесях четвертичного возраста поры также в значительной степени открытые, но пористость их обычно неэффективна, и движение воды и других жидкостей в них возможно только при напорах, превышающих определенное значение.

ТАБЛИЦА VIII-5

Пористость песчаных и глинистых пород при различном их сложении

Породы	Показатель	Сложение		
		плотное	средней плотности	малой плотности
Пески гравелистые, крупно- и сред- незернистые	$n, \%$ e_0	<35 $<0,55$	35—40 0,55—0,70	>40 $>0,70$
Пески мелко- и тонкозернистые, су- песи легкие	$n, \%$ e_0	<38 $<0,60$	38—44 0,60—0,80	>44 $>0,80$
Глины, суглинки, супеси тяжелые	$n, \%$ e_0	<30 $<0,40$	30—45 0,40—0,80	>45 $>0,80$

Как уже известно из гл. IV, общая закономерность осадочных пород состоит в уменьшении их пористости с глубиной и увеличением возраста, т. е. с продолжительностью и характером катагенетических преобразований. Однако в песках и глинистых породах четвертичного возраста такая закономерность не всегда достаточно четко выражена. Иногда в них проявляется только общая тенденция к уменьшению пористости с глубиной.

При инженерно-геологической оценке различных песков, глин и глинистых пород большое значение имеет изучение пористости, так как она характеризует их естественную уплотненность и склонность к деформациям. Причина деформаций и нарушения устойчивости таких пород, особенно различных песков, состоит главным образом в недостаточной плотности сложения. Поэтому при прогнозе устойчивости как глинистых пород, так и, особенно, песков важно правильно оценивать плотность их сложения, т. е. пористость. Для ориентировочного суждения о состоянии песчаных и глинистых пород можно пользоваться данными, приведенными в табл. VIII-5.

Коэффициент пористости песчаных и глинистых пород — это одна из основных характеристик, используемых при расчетах осадок сооружений. По строительным нормам и правилам на проектирование естественных оснований зданий и сооружений (СНиП II—15—74) он используется при определении нормативных давлений на горные породы. Если пески имеют рыхлое сложение ($e_0 > 0,7 \div 0,8$), а глинистые породы неустойчивое состояние (коэффициент пористости выше 0,8), то оценка возможности их использования в качестве естественных оснований для промышленных и гражданских сооружений должна производиться в индивидуальном порядке на основании специальных исследований.

Влажность. Важнейшей характеристикой физического состояния песчаных и особенно глинистых пород является их влажность. Она характеризуется количеством воды, заполняющей их поры. В зависимости от степени влажности песчаные и глинистые породы могут находиться в различном физическом состоянии, в соответствии с которым (особенно у глинистых пород) изменяются их прочность, деформируемость и устойчивость.

Численно влажность пород выражают отношением массы воды, заполняющей поры породы, к массе сухой породы в долях единицы или в процентах от массы сухой породы

$$W = g_2/g_1 = (\gamma - \gamma_{\text{ск}})/\gamma_{\text{ск}}.$$

Это весовая влажность. Если она определяется по образцам естественной влажности, то ее называют естественной.

Влажность пород может быть охарактеризована также через объемную влажность, под которой понимают объем воды, содержащейся в единице объема породы. Численно объемная влажность равна отношению объема воды V_{ω} , содержащейся в породе, к объему сухой породы:

$$W_{\text{об}} = \frac{V_{\omega}}{V_1 + V_2} = \frac{g_2}{\gamma_{\text{в}}} : \frac{g_1}{\gamma_{\text{ск}}} = \frac{g_2 \gamma_{\text{ск}}}{\gamma_{\text{в}} g_1} = \frac{W \gamma_{\text{ск}}}{\gamma_{\text{в}}}.$$

Так как плотность воды обычно принимают равной единице, объемную влажность можно определять по формуле $W_{\text{об}} = W \gamma_{\text{ск}}$. Объемную влажность, так же как и весовую, выражают в долях единицы или в процентах, но не от массы, а от объема сухой породы. Если поры породы полностью заполнены водой, то объем воды в породе равен объему ее пор $W_{\text{об}} = n$. Влажность глинистой породы при этом будет соответствовать ее полной влагоемкости, а у песчаных, т. е. у пород невлагоемких, их полной водоемкости.

Обозначив весовую влажность, соответствующую полной влагоемкости (водоемкости) пород через W_n , будем иметь $W_{\text{об}} = W_n \gamma_{\text{ск}}$. Объем единицы породы равен объему твердой ее части плюс объем пор, т. е. $1 = m + n$, где $n = 1 - m$.

Так как объем твердой части породы m равен плотности скелета, деленной на плотность минеральной части,

$$m = \gamma_{\text{ск}}/\gamma_{\text{м}}, \text{ а } n = 1 - \gamma_{\text{ск}}/\gamma_{\text{м}} \text{ и } W_{\text{об}} = W_n \gamma_{\text{ск}} = n,$$

то

$$W_n \gamma_{\text{ск}} = 1 - (\gamma_{\text{ск}}/\gamma_{\text{м}}).$$

Решая последнее уравнение относительно W_n , получаем следующую формулу для вычисления полной влагоемкости (водоемкости) пород:

$$W_n = \frac{1}{\gamma_{\text{ск}}} - \frac{1}{\gamma_{\text{м}}}.$$

Если обозначить $\gamma_{\text{ск}}$ через γ_m и n , то формула для вычисления полной влагоемкости (водоемкости) пород примет вид

$$W_n = \frac{n}{\gamma_m(1-n)}.$$

При полном заполнении пор водой ее масса в породе равна объему пор, умноженному на плотность воды, т. е. $g_2 = e_0/(1+e_0)\gamma_v$, а масса сухой породы — объему твердой части (скелета) породы, умноженному на плотность минеральной части породы, т. е. $g_1 = 1/(1+e_0)\gamma_m$, откуда влажность породы, соответствующая ее полной влагоемкости (водоемкости), равна

$$W_n = \frac{g_2}{g_1} = \frac{e_0}{1+e_0} \gamma_v : \frac{1}{1+e_0} \gamma_m = \frac{e_0 \gamma_v}{\gamma_m}.$$

Если горные породы не полностью водонасыщены, то часть порового пространства будет заполнена воздухом (газами). Объем последнего в таком случае равен разности между объемом воды, соответствующим полному заполнению пор водой, и объемом воды, содержащейся в породе,

$$V_a = \frac{W_n \gamma_{\text{ск}}}{\gamma_v} - \frac{W \gamma_{\text{ск}}}{\gamma_v}.$$

Если W_n заменить соответствующим значением, формула примет вид

$$V_a = \left(\frac{e_0}{\gamma_m} - \frac{W}{\gamma_v} \right) \gamma_{\text{ск}}.$$

Влажность песчаных и глинистых пород в условиях естественного залегания может изменяться в сравнительно широких пределах. Так, например, естественная влажность песков в зоне аэрации нередко достигает 4—5 %, в зоне капиллярного увлажнения и насыщения — 27—30 %, а влажность мелкозернистых и тонкозернистых песков в этой зоне может достигать 35—40 %. Естественная влажность глинистых пород изменяется в более широких пределах. Так, например, в современных глинистых осадках озер и морей она достигает 80—90 % и более, в глинистых породах малой и средней степени литификации (глины, уплотненные глины) изменяется от 12—15 до 50—60 %, а в породах высокой и предельно высокой степени литификации (аргиллиты) снижается до 3—5 %. Естественная влажность песков при прочих равных геологических условиях изменяется в зависимости от их гранулометрического состава, наличия примесей глинистых частиц и органического вещества и от плотности сложения. Естественная влажность глинистых пород изменяется в зависимости от степени их дисперсности, т. е. степени глинистости, минерального состава тонкодисперсной части, емкости поглощения и состава обменных катионов, примесей органики и степени литификации.

Как отмечено выше, песчаные и глинистые породы в зависимости от влажности могут иметь различное физическое состояние, т. е. быть абсолютно сухими (в лабораторных условиях), воздушно-сухими, слабовлажными или насыщенными водой. Это изменение состояния определяется влажностью и степенью насыщения. Для характеристики степени насыщения пород водой служит коэффициент водонасыщения*, выражающий отношение естественной влажности пород к их полной влагемкости (водоемкости), т. е.

$$G = W/W_n,$$

или, заменяя значение W_n соответствующими выражениями, получаем

$$G = \frac{W_{\gamma_m}(1-n)}{n} \quad \text{или} \quad G = \frac{W_{\gamma_m}}{e_0 \gamma_B}.$$

Коэффициент водонасыщения выражают в долях единицы, его значение может изменяться от 0 до 1. В зависимости от коэффициента водонасыщения породы подразделяют на маловлажные (0—0,5), влажные (0,5—0,8) и насыщенные (0,8—1,0).

Коэффициент водонасыщения пород является важной их характеристикой. Так, по строительным нормам и правилам нормативные давления на песчаные породы, используемые в качестве естественных оснований для зданий и сооружений, выбирают в зависимости от значения G .

Коэффициент водонасыщения характеризует также фазовый состав песчаных и глинистых пород. Здесь надо различать следующие случаи.

1. $G=0$. Порода абсолютно сухая, состоит из двух фаз — твердой (скелета породы) и воздуха, заполняющего поры. Такие породы можно получить только в лабораторных условиях высушиванием в термостате при температуре 105—110 °С до постоянной массы.

2. G немного больше нуля, составляет сотые доли единицы или 0,1—0,2. Порода воздушно-сухая, состоит из трех фаз — твердой (скелета породы), воздуха, заполняющего поры, и физически связанной воды, адсорбированной на поверхности частиц породы. Содержание воды зависит от влажности воздуха и гигроскопичности породы. Такие породы встречаются, например, в зоне аэрации, с поверхности земли, на песчаном пляже. В лабораторных условиях эти породы можно получить высушиванием на воздухе. Воздушно-сухие песчаные породы рыхлые, сыпучие, а глинистые отличаются наибольшей прочностью, связностью и твердостью.

* Как известно (гл. III), коэффициентом водонасыщения называют также отношение водопоглощения скальных и полускальных пород к их водонасыщению, т. е. $K_n = W_n/W_n$. Этим показателем характеризуют только скальные и полускальные горные породы.

3. G изменяется от 0,1 до 0,5. Порода маловлажная или слабовлажная, состоит из трех фаз — твердой (скелета), воды, физически связанной на поверхности частиц и незначительно заполняющей поры породы, и воздуха. Такие породы в природе встречаются часто в зоне аэрации и иногда в зоне капиллярного увлажнения. Слабовлажные песчаные породы имеют кажущуюся связность, которая быстро исчезает при испарении влаги. Глинистые породы обычно находятся в твердом, полутвердом, тугопластичном или вязкопластичном состояниях. Связность и прочность их повышены, но могут быть и высокими в зависимости от их плотности, влажности и степени литификации.

4. $0,5 < G < 0,8 \div 0,95$. Порода влажная или сильновлажная, состоит из трех фаз — твердой (скелета породы), воды, заполняющей ее поры, и воздуха, адсорбированного на поверхности частиц или заземленного в порах. Такие породы распространены в природе очень широко на различных глубинах и в разных зонах. Физическое состояние их может изменяться в широких пределах в зависимости от плотности, влажности, степени литификации. Например, глинистые породы повышенной или высокой степени литификации (аргиллиты) могут иметь значительную степень заполнения пор водой, коэффициент водонасыщения их может приближаться к единице, но общая влажность при этом остается небольшой. Поэтому они сохраняют твердое, полутвердое или тугопластичное состояние, повышенную связность и прочность.

Глинистые породы малой степени литификации влажные или сильновлажные обычно находятся в явно- или скрытопластичном, мягкопластичном или вязкотекучем состоянии. Связность и прочность их обычно понижены, особенно они уменьшаются при нарушении естественного сложения — структурных связей.

5. $G = 1$. Порода водонасыщена, состоит из двух фаз — твердой (скелета) и воды, полностью заполняющей поры. Такие породы в природе распространены очень широко на разных глубинах, например в зоне капиллярного насыщения, в пределах водоносных горизонтов и т. д. Полностью водонасыщенными являются, как правило, породы, залегающие ниже уровня грунтовых вод. Физическое состояние таких пород, как и в предыдущем случае, может изменяться в широких пределах в зависимости от их плотности, влажности, степени литификации.

В условиях естественного залегания песчаных и глинистых пород наблюдаются следующие закономерности изменения степени их влажности с глубиной. В самых верхних горизонтах земной коры — в зоне аэрации — степень насыщения обычно неполная и непостоянная в различные периоды года в различных географических областях. В области избыточного увлажнения мощность зоны аэрации незначительная, а степень увлажнения

пород наибольшая. В областях переменной влажности мощность зоны аэрации обычно больше, а степень влажности пород меньше. В областях недостаточного увлажнения — полусухих и сухих — мощность зоны аэрации наибольшая, а степень влажности пород наименьшая. Ниже зоны аэрации, в зоне насыщения горных пород подземными водами, степень увлажнения их полная и постоянная во времени, хотя с увеличением плотности с глубиной их естественная влажность постепенно уменьшается.

Консистенция глинистых пород. Очень важной дополнительной характеристикой физического состояния глинистых пород служит их консистенция, т. е. физическое состояние при определенной влажности. Термин «консистенция» употребляется главным образом для глинистых пород, которые при той или иной влажности при воздействии внешних усилий приобретают определенную подвижность (деформируемость) и могут занимать промежуточное положение между жидко- или вязкотекучими и твердыми телами.

Степень подвижности глинистых пород определенной влажности или, точнее, степень подвижности частиц, слагающих эти породы, при воздействии внешних усилий и характеризует их консистенцию, которая зависит от вязкости породы, т. е. внутреннего сопротивления перемещению в ней частиц. При вязкости $\eta \rightarrow \infty$ порода приобретает полутвердую или твердую консистенцию, при $\eta \rightarrow 0$ она становится текучей. Вязкость и соответственно консистенция пород проявляются только при их деформации. Консистенция глинистых пород при действии на них одинаковыми стандартными внешними усилиями, но при различной влажности может быть текучей, пластичной или твердой (табл. VIII-6). Следовательно, физическое состояние глинистых пород, так же как скальных и полускальных (см. гл. III), зависит от их напряженного состояния. Степень деформируемости глинистых пород естественной влажности заметно, а иногда и значительно изменяется при нарушении их естественного сложения. Вследствие того, что в глинистых породах действуют структурные связи разной прочности и водостойкости, их консистенция может быть скрытопластичной или скрытотекучей. При нарушении естественного сложения глинистые породы становятся явнопластичными или явнотекучими. В соответствии с этим при нарушении естественного сложения глинистых пород изменяются их прочность, деформируемость и устойчивость, хотя влажность остается неизменной. Все это показывает, что при характеристике и оценке физического состояния глинистых пород надо учитывать как их влажность, так и сложение.

При различной консистенции глинистые породы характеризуются различной плотностью, прочностью, деформируемостью и устойчивостью. В зависимости от консистенции и естествен-

ТАБЛИЦА VIII-6

Форма консистенции глинистых пород

Консистенция	Состояние консистенции	Название по СНиП	Признаки консистенции	Пределы консистенции
Текучая	Жидко-текучее	Текучая	Порода растекается тонким слоем под влиянием собственного веса	Предел текучести
	Вязко-текучее	Текуче-пластичная	Порода растекается толстым слоем под влиянием собственного веса	
Пластичная	Липко-пластичное	Мягко-пластичная	Порода под действием внешней силы легко принимает различную форму и сохраняет ее после устранения усилий, не изменяя при этом своего объема, но прилипает к посторонним предметам	Предел липкости
	Вязко-пластичное	Туго-пластичная	Порода под действием внешней силы принимает различную форму и сохраняет ее после устранения усилий, не изменяя при этом своего объема, и не прилипает к посторонним предметам	Предел пластичности
Твердая	Полутвердое	Полутвердая	Порода под действием внешней силы после явно выраженных пластических деформаций покрывается трещинами, нарушается ее сплошность, происходит хрупкопластическое разрушение	Предел усадки
	Твердое	Твердая	Порода под действием внешней силы после явно выраженных упругих деформаций хрупко разрушается, раскалывается с нарушением сплошности	

ной уплотненности, характеризуемой коэффициентом пористости, выбирается нормативное давление на такие породы (СНиП II—15—74). Поэтому определение консистенции глинистых пород имеет первостепенное значение для оценки их строительных качеств.

Обычно она характеризуется определенными влажностями. Эти характерные влажности принято называть пределами консистенции. Наиболее важными из них для определения физического состояния глинистой породы являются предел текучести и предел пластичности. Предел текучести соответствует такой влажности, при незначительном превышении которой глинистая порода нарушенного сложения из пластичного состояния переходит в текучее и становится вязкой жидкостью. Предел пластичности соответствует влажности, при которой глинистая порода также нарушенного сложения из полутвердого состояния переходит в пластичное. Соответственно при пределах текучести и пластичности происходит резкое изменение внутреннего сопротивления глинистых пород деформациям — их прочности. Между пределами текучести и пластичности глинистые породы обычно находятся в пластичном состоянии, т. е. в таком, когда под действием внешней силы они могут принимать различную форму и сохранять ее после устранения этой силы, не изменяя при этом своего объема.

Интервал влажности, в пределах которого глинистая порода находится в пластичном состоянии, называется числом пластичности. Чем оно больше, тем большей пластичностью обладает порода. Это число в значительной мере характеризует степень глинистости породы. Поэтому его используют для ориентировочной классификации глинистых отложений главным образом четвертичного возраста. Если число пластичности $>17\%$, то порода высокопластична и ее классифицируют как глину; при числе пластичности $7—17\%$ порода среднепластична — суглинок, при числе пластичности $1—7\%$ порода слабопластична — супесь. Однако эта классификация иногда не согласуется с классификацией глинистых пород по гранулометрическому составу, так как их пластичность может повышаться или понижаться также в зависимости от минерального состава тонкодисперсной части, присутствия или повышенного содержания различных примесей (пылеватых частиц, органики, солей и др.) и других факторов. Поэтому, используя число пластичности как простейший показатель при массовых определениях, необходимо в порядке контроля для ограниченного числа типичных образцов пород производить гранулометрический анализ и уточнять их классификацию и характеристику. Средние значения пределов пластичности некоторых типов глинистых пород приведены в табл. VIII-7.

Новейшие исследования показывают, что пластичность глинистых пород зависит главным образом от минерального состава

ТАБЛИЦА VIII-7

Пределы пластичности некоторых типов глинистых пород

Породы	Район	Предел текучести, %	Предел пластичности, %	Число пластичности, %
Кембрийские глины	Ленинград	33	20	13
Девонские глины	р. Свирь	25	16	9
Каменноугольные глины	Нелидово	46	24	22
Вапны казанского яруса	Левшино	31	21	10
Глины татарского яруса	Шексна	42	22	20
Верхнеюрские (келловей) глины	Ярославль	74	40	34
Верхнеюрские (кимеридж) глины	Москва	83	46	37
Нижнемеловые (готерив) глины	Алатырь	55	31	24
Майкопские глины	Волгоград	78	41	37
Хвалынские глины	»	64	27	37
Иольдиевые глины	Маткожия	39	23	16
Ленточные глины	Ленинград	37	19	18
Моренные суглинки валдайского горизонта	р. Нева	18	14	4
Моренные суглинки московского горизонта	»	22	15	7
Пойменные суглинки Волги	Ульяновск	49	25	24
Пойменные суглинки Камы	Воткинск	51	28	23
Лёссовидные суглинки	Запорожье	32	16	16

их тонкодисперсной части, т. е. частиц размером менее 0,002 мм. Глинистые монтмориллонитовые породы всегда более пластичны, чем гидрослюдистые, а последние обычно более пластичны, чем каолинитовые. Это видно из данных, приведенных в табл. VIII-8. Важное значение при этом имеет как общее содержание глинистых минералов в породе, так и разнообразие их состава и строения в каолинитовой, гидрослюдистой и монтмориллонитовой группах. Поэтому, как видно из табл. VIII-8, для каждого типа глин пределы и число пластичности изменяются в довольно широких интервалах. Однако тип глины, определяемый по преобладающим глинистым минералам в породе, во всех случаях проявляется в их пластичности довольно резко.

Пластичность глинистых пород существенно зависит также от состава обменных катионов и емкости поглощения. Из табл. VIII-8 видно, что глины, насыщенные одновалентными ионами, значительно более пластичны, чем глины, насыщенные двухвалентными ионами. Среди одновалентных ионов особенно большое влияние оказывают Na^+ и Li^+ . Поэтому, например, Na-глины всегда более пластичны, чем Ca-глины. Из приведенных данных также видно, что обменные катионы наибольшее влияние оказывают на изменение предела текучести и числа пластичности, тогда как предел пластичности подвержен меньшим изменениям у каждого типа глин.

Таблица VIII.²
 Пределы пластичности глинистых пород в зависимости от их минерального состава и состава обменных катионов (по Р. Е. Гриму [1967 г.])

Типы глин по минеральному составу	Предел текучести, %						Предел пластичности, %						Число пластичности, %					
	Предел текучести, %						Предел пластичности, %						Число пластичности, %					
	Na +	K +	Li +	NH ₄ ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na +	K +	Li +	NH ₄ ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na +	K +	Li +	NH ₄ ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺
Монтмориллонитовая:																		
шт. Миссисипи	344	161	638	214	166	158	93	57	80	75	65	59	251	104	558	139	101	99
шт. Аризона	443	125	565	114	155	199	89	57	59	75	65	51	354	98	506	39	90	148
Южная Дакота	700	297	600	323	177	162	97	60	60	60	63	53	603	237	540	263	104	109
Иллинойс	280	108	292	140	123	138	86	76	82	74	79	73	194	32	210	66	44	65
Гидрослюдистая:																		
Иллинойс	61	81	68	82	90	83	34	43	41	42	40	39	27	38	27	40	50	44
Огайо	59	72	63	60	69	71	34	40	38	37	36	35	25	32	25	23	33	36
Иллинойс	75	72	89	76	100	98	41	41	40	39	42	43	34	31	49	37	58	55
Каолинитовая:																		
Иллинойс	52	69	67	75	73	60	26	38	33	34	36	30	26	31	34	41	37	30
Джорджия	29	35	37	35	34	39	28	28	28	28	26	28	1	7	9	7	8	11

ТАБЛИЦА VIII-9
Влияние минерализации воды на пластичность глин
(по И. В. Попову)

Подготовка образцов	Концентрация растворов NaCl (нормальность раствора)	Предел текучести, %		Предел пластичности, %		Число пластичности, %	
		каолинитовая	монтмориллонитовая	каолинитовая	монтмориллонитовая	каолинитовая	монтмориллонитовая
Замешены на дистиллированной воде	Дистиллированная вода	55	110	33	55	22	55
Насыщены Na ⁺	3,0	54	77	33	47	21	30
	0,5	58	117	33	49	25	68
	0,01	62	314	38	50	24	264
Насыщены Ca ²⁺	3,0	53	83	38	45	15	38
	2,16	59	83	35	47	24	36
	0,5	56	95	37	55	19	40
	0,36	58	99	36	53	22	46
	0,06	66	106	35	54	31	52
	0,01	61	98	37	55	24	44
Насыщены Na ⁺ + Ca ²⁺	3,0	51	66	34	44	17	22
	0,5	57	109	35	50	22	59
	0,01	58	117	36	57	22	60

Примечание. Емкость поглощения каолинитовой глины 4 мг-экв на 100 г; монтмориллонитовой — 86 мг-экв на 100 г.

Определенное влияние на пластичность глинистых пород оказывает их активность в физико-химическом отношении (показатель емкости поглощения), а также состав и минерализация воды, насыщающей породы. Как видно из табл. VIII-8 и VIII-9, монтмориллонитовые глины, характеризующиеся высокой физико-химической активностью (высокая емкость поглощения), отличаются и высокой пластичностью, тогда как глины с малой емкостью поглощения менее пластичны.

Минерализация водных растворов влияет на адсорбционные свойства частиц, слагающих породу, и, следовательно, на породу в целом. С повышением концентрации раствора уменьшается толщина гидратных оболочек вокруг частиц и снижается пластичность пород, и, наоборот, с понижением концентрации водных растворов пластичность породы повышается. При этом, как видно из табл. VIII-9, влияние концентрации растворов на пластичность проявляется только у пород с высокой физико-химической активностью. Породы неактивные (инертные) в физико-химическом отношении мало реагируют на изменение минерализации окружающей среды.

Таким образом, на пластичность глинистых пород влияют многие факторы: дисперсность, минеральный состав, примеси, коллоидно-химические свойства, состав и минерализация водных растворов, насыщающих породы, и др. Однако главное влияние, определяющее природу пластичности глинистых пород, оказывает минеральный состав тонкодисперсной (глинистой) части и активное взаимодействие ее с водой — гидрофильность.

Связь между составом глинистых пород, их коллоидно-химическими свойствами и пластичностью выражают показателем коллоидной активности [Скемптон Л. В., 1953 г.]. Этот показатель характеризует относительное содержание в тонкодисперсной части глинистой породы минералов с различной коллоидно-химической активностью. Его определяют из соотношения

$$A_k = \frac{W_T - W_P}{M_c} = \frac{I_n}{M_c},$$

где A_k — показатель коллоидной активности; W_T — предел текучести, %; W_P — предел пластичности, %; M_c — содержание глинистых частиц (<0,002 мм) в породе, %; I_n — число пластичности, %.

По показателю A_k глинистые породы подразделяются на три группы: 1) $A_k > 1,25$, породы с высокой коллоидной активностью (высокоактивные гидрофильные глины, обычно монтмориллонитовые); 2) $1,25 > A_k > 0,75$, породы со средней коллоидной активностью (нормально-активные глины); 3) $A_k < 0,75$, породы с низкой коллоидной активностью (неактивные, слабогидрофильные глины, обычно каолинитовые).

Глинистые породы с высокой коллоидной активностью имеют довольно высокую влагоемкость, при увлажнении набухают, значительно уплотняются под действием внешней нагрузки, могут резко изменять прочность при увлажнении. Кроме того, так как у таких пород емкость поглощения обычно высока, их свойства в значительной степени зависят от состава обменных катионов.

Так как изменение пластичности глинистых пород под влиянием тех или иных факторов связано главным образом с изменением предела текучести, многие исследователи уже давно используют его для характеристики состава и активности глинистых пород. Породы, обладающие высокими значениями W_T и I_n , относятся к тяжелым глинистым разностям, которые обычно высокопластичны и активны в физико-химическом отношении.

Так как каждая глинистая порода нарушенного сложения при строго определенной влажности обладает определенной консистенцией, то пределы консистенции являются более или менее постоянными. Если сравнивать естественную влажность породы с характерными влажностями, соответствующими пределам консистенции, то можно получить приближенное представление о ее состоянии, как это показано в табл. VIII-10.

ТАБЛИЦА VIII-10

Примерное физическое состояние и консистенция глинистых пород нарушенного сложения в соответствии с их пределами пластичности

Шкала влажности	Физическое состояние после нарушения естественного сложения	Соотношение влажностей, %	Консистенция породы после нарушения естественного сложения
W_T	Текучее	$W > W_T$	Жидкотекучая Вязкотекучая
	Пластичное	$W_T \approx W$	Липкопластичная
W_L		$W_T > W > W_P$	Вязкопластичная
W_P		$W_P \approx W$	Полутвердая
W_Y		$W_P > W$	Твердая

Так, например, если $W > W_T$, то глинистая порода после нарушения естественного сложения должна стать текучей, если $W_T > W > W_P$ — пластичной и если $W_P > W$ — полутвердой.

Следовательно, глинистые породы в условиях естественного залегания и сложения могут существенно отличаться от тех же пород нарушенного сложения или от глинистых паст, приготовляемых в лабораторных условиях растиранием глинистой породы с водой. Поэтому при оценке консистенции глинистой породы в условиях естественного залегания это обстоятельство следует учитывать. Согласно строительным нормам и правилам на проектирование естественных оснований зданий и сооружений (СНиП II—15—74), для ориентировочного суждения о состоянии глинистых пород в условиях естественного залегания следует определять показатель консистенции B :

$$B = (W - W_P) / I_P.$$

Из этого выражения видно, что B имеет отрицательное значение для пород, естественная влажность которых меньше предела пластичности, т. е. пород в твердом состоянии (табл. VIII-11). При влажности породы в интервале от предела пластичности до предела текучести значение B соответственно изменяется от 0 до 1. Если естественная влажность превышает предел текучести, то показатель консистенции > 1 .

ТАБЛИЦА VIII-11
Состояние глинистой породы по показателю
консистенции (СНиП II-15—74)

Состояние породы	Показатель консистенции
Жидкотекучее, текучее	>1
Вязкотекучее, текучепластичное	$0,75—1$
Липкопластичное, мягкопластичное	$0,5—0,75$
Вязкопластичное, тугопластичное	$0,25—0,5$
Полутвердое	$0—0,25$
Твердое	<0

Удобной характеристикой состояния глинистых пород является показатель их относительной консистенции D_k :

$$D_k = \frac{W_T - W}{W_T - W_p} = \frac{W_T - W}{I_p}.$$

Если естественная влажность породы больше предела текучести, D_k имеет отрицательное значение и порода соответственно имеет малую прочность и плотность, а при нарушении естественного сложения — текучее состояние. Если естественная влажность меньше предела пластичности, D_k имеет значение больше 1 и характеризует твердое состояние породы.

Следовательно, с повышением значения D_k от 0 до 1 плотность и прочность глинистой породы повышаются, а деформируемость понижается. Из приведенных выражений видно, что показатель консистенции и относительная консистенция связаны между собой зависимостью $D_k = 1 - B$.

Для суждения об относительной дегидратированности глинистых пород полезно вычислять показатель относительной влажности пород, равный $W_{отн} = W/W_T$. Когда $W_{отн}$ больше единицы — породы сильновлажные, в избытке содержат свободную воду и при нарушении естественного сложения приобретают текучую консистенцию. Чем $W_{отн}$ меньше, тем более дегидратирована порода, тем более устойчива ее консистенция.

В настоящее время для оценки консистенции глинистых пород широко применяют методы пенетрации и зондирования. Эти методы используют также для изучения и других физико-механических свойств горных пород. Сущность их состоит в определении сопротивления пород проникновению в них наконечников определенной формы и размеров [Разоренов В. Ф., 1966 г.]. Если глубина погружения наконечника не превышает его высоты, метод называют пенетрацией (рис. VIII-2, а), а если превышает — зондированием (рис. VIII-2, б). Метод зондирования применяют главным образом при полевых исследованиях.

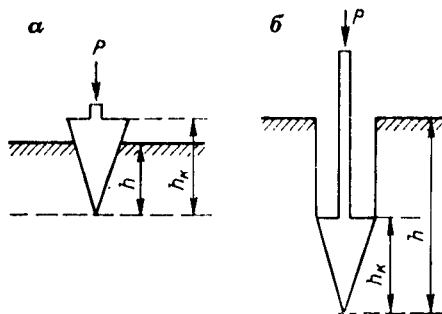


Рис. VIII-2. Схемы испытаний песчаных и глинистых пород методами пенетрации (а) и зондирования (б).

Метод пенетрации теоретически хорошо обосновывается решением задачи предельного равновесия горных пород под штампом и коническим наконечником. Установлено, что пределам пластичности соответствуют вполне определенные значения предельной прочности пород, выявляемые методом пенетрации. При этом для характеристики результатов пенетрационных испытаний П. А. Ребиндер [1949 г.] предложил применять пластическую прочность P_m (условное предельное сопротивление сдвигу), а В. Ф. Разоренов [1962 г.] — удельное сопротивление пенетрации $R_{пн}$ и коэффициент пенетрации N , т. е. относительное удельное сопротивление пенетрации.

$$P_m = K_a \frac{P}{h^2}; R_{пн} = \frac{P}{h^2}; N = \frac{R_{пн}}{R_{т. пн}},$$

где K_a — константа конического наконечника; если угол при вершине конуса $\alpha = 30^\circ$, то $K_a = 0,959$; P — усилие пенетрации, МПа; h — глубина погружения конического наконечника под влиянием усилия P ; $R_{т. пн}$ — удельное сопротивление пенетрации глинистой породы нарушенного сложения при влажности, равной пределу текучести, составляющее 0,008 МПа.

Оценку консистенции глинистых пород по результатам пенетрации можно производить согласно табл. VIII-12.

В. А. Приклонский [1948 г.] для определения степени естественной уплотненности глинистых пород предложил сопоставлять коэффициент пористости пород в условиях естественного залегания со значениями этого коэффициента, соответствующими характерным их состояниям, т. е. пределам пластичности, и вычислять коэффициент естественной уплотненности K_d :

$$K_d = \frac{e_T - e_0}{e_T - e_p}.$$

Значение K_d имеет тот же смысл, что и показатель относительной консистенции. Если K_d меньше нуля, то естественная

Удельное сопротивление пенетрации и коэффициент пенетрации
глинистых пород нарушенного сложения разной консистенции
(по В. Ф. Разоренову)

Состояние породы	Удельное сопротивление пенетрации, МПа	Коэффициент пенетрации
Жидкотекучее (текучее)	$<0,0076$	$<1,0$
Вязкотекучее (текучепластичное)	$0,0076-0,017$	$1,1-2,2$
Липкопластичное (мягкопластичное)	$0,017-0,038$	$2,2-5,0$
Вязкопластичное (тугопластичное)	$0,038-0,085$	$5,0-11,2$
Полутвердое	$0,085-0,190$	$11,2-25,0$
Твердое	$>0,190$	$>25,0$

пористость породы выше пористости, отвечающей пределу текучести. Это породы недоуплотненные. Отрицательное значение K_d имеют глинистые осадки и породы, находящиеся на начальных стадиях формирования (морские и озерные илы), или такие, уплотнение которых было задержано геологическими процессами (просадочные лёссовые породы).

Если K_d больше нуля, но меньше единицы, то естественная пористость породы равна значениям пористости, соответствующим между пределами текучести и пластичности. Такими значениями обладает большинство глинистых метаморфизованных пород, залегающих на небольшой глубине в недислоцированных районах. Это породы средней уплотненности.

Если K_d больше единицы, то естественная пористость породы меньше пористости, соответствующей пределу пластичности. Значением K_d большим единицы обладают глинистые породы сильно уплотненные.

Пределы пластичности глинистых пород, используемые для оценки их консистенции, отвечают нарушенному сложению пород, т. е. состоянию паст, приготовленных из них. Поэтому все перечисленные выше показатели служат только для косвенного, приближенного суждения о состоянии (консистенции) глинистых пород после нарушения их естественного сложения. Породы естественного сложения благодаря действию в них структурных связей по своему состоянию, т. е. консистенции и прочности, могут существенно отличаться от тех же пород нарушенного сложения. Поэтому уже давно делаются попытки перейти от косвенных, приближенных методов оценки консистенции и прочности глинистых пород к методам прямым, позволяющим испытывать породы естественного сложения и влажности как в лабораторных, так и в полевых условиях.

Так, например, К. Терцаги и Р. Пэк [1948 г.] для этой цели предложили производить испытания образцов пород естествен-

ного сложения призматической или цилиндрической формы на временное сопротивление сжатию. По К. Терцаги и Р. Пэк, очень мягкая консистенция соответствует прочности на сжатие (МПа) $< 0,025$; мягкая — $0,025—0,05$; среднежесткая (липкопластичная) — $0,05—0,1$; жесткая (вязкопластичная) — $0,1—0,2$; очень жесткая (полутвердая) — $0,2—0,4$; чрезвычайно жесткая (твердая) $> 0,4$. Широко применяются также испытания пород естественного сложения пенетрацией для сравнительной оценки их плотности и прочности. Однако критерии для классификации и оценки консистенции глинистых пород естественного сложения пока не установлены. Поэтому важнейшее значение для их характеристики и оценки, наряду с использованием различных косвенных показателей, имеет подробное описание состояния пород при макроскопическом их изучении на разных стадиях инженерно-геологических исследований.

Как показывают наши многочисленные исследования, различные глинистые породы малой степени литификации и неустойчивой консистенции, переходящие при нарушении естественного сложения в текучие, характеризуются обычно пластической прочностью, редко достигающей $0,08—0,1$ МПа. Породы средней степени литификации, более устойчивой консистенции (при нарушении естественного сложения пластичны) имеют пластическую прочность, достигающую $1,5—2,0$ МПа. Породы высокой и предельно высокой степени литификации характеризуются пластической прочностью, измеряемой единицами мегапаскалей. Примерно такие же значения пластической прочности для различных глинистых пород получены И. М. Горьковой [1965 г.].

Для того чтобы определить влияние нарушения естественного сложения и структурных связей глинистых пород на консистенцию и прочность, оценивают их чувствительность. Мерой (индексом) чувствительности глинистых пород является отношение прочности на одноосное сжатие (или сопротивление сдвигу) или пластической прочности породы естественного сложения к прочности той же породы при той же влажности, но нарушенного сложения

$$I_F = \frac{R_{\text{сж. ест. сл.}}}{R_{\text{сж. наруш. сл.}}},$$

где I_F — показатель (индекс) чувствительности породы; $R_{\text{сж. ест. сл.}}$ — прочность на одноосное сжатие породы естественного сложения и влажности; $R_{\text{сж. наруш. сл.}}$ — прочность на одноосное сжатие той же породы естественной влажности нарушенного сложения.

Как отмечают К. Терцаги и Р. Пэк [1948 г.], для большинства глинистых пород значение I_F находится в пределах от 2 до 4, для чувствительных пород — от 4 до 8, очень чувствительные

Относительная плотность песчаных пород. Для оценки песчаных пород как основания, среды или материала для различных сооружений первостепенное значение имеет определение плотности их сложения. Выше уже отмечалось, что деформации песчаных и других обломочных пород или нарушение их устойчивости связаны главным образом с недостаточной плотностью сложения. Плотность сложения пород определяется их пористостью. Абсолютное значение пористости песков может изменяться в довольно широких пределах в зависимости от взаимного расположения и плотности укладки частиц, их слагающих. Поэтому при оценке плотности сложения песчаных пород кроме пористости определяют отношение этого сравнивая плотность разрыхленную через e_0 , с более рыхлому и наиболее плотную $\rho_{\text{пл}}$.

$$I_d = \frac{e_{\max} - e_0}{e_{\max} - e_{\min}},$$

Рис. VIII-3. Номограмма для вычисления коэффициента относительной плотности песчаных пород.

Пример. Дано $n_{\min}=25\%$; $n=40\%$; $n_{\max}=50\%$. Находим точку пересечения прямой $n_{\min}=25\%$ (вертикальная) и прямой $n=40\%$ (наклонная). Эту точку соединяем с отметкой 50 на шкале $n_{\max}$ и в пересечении со шкалой I_d читаем ответ — 0,5.

Если e_0 , $e_{\max}$ и $e_{\min}$ выразить через пористость n , то формула для вычисления коэффициента относительной плотности примет вид

$$I_d = \frac{(n_{\max} - n)(1 - n_{\min})}{(n_{\max} - n_{\min})(1 - n)}.$$

Для вычисления коэффициента относительной плотности можно пользоваться также номограммой (рис. VIII-3).

Из приведенных отношений следует, что если $e_0 = e_{\max}$, то $I_d = 0$ — песок имеет самое рыхлое сложение. Если $e_0 = e_{\min}$, то $I_d = 1$ — песок имеет самое плотное сложение.

По плотности пески разделяют на плотные (I_d — от 0,66 до 1), средней плотности (I_d — от 0,33 до 0,66) и рыхлые (I_d — от 0 до 0,33). Для того чтобы судить о способности песков к уплотнению в основании сооружений или в теле земляных сооружений, пользуются коэффициентом уплотняемости песков u , который вычисляют по формуле

$$u = \frac{e_{\max} - e_{\min}}{e_{\max}}.$$

Коэффициент уплотняемости изменяется от 0 до 1, и чем он ближе к единице, тем большей способностью к уплотнению обладает песок.

Оптимальная влажность и максимальная плотность песчаных и глинистых пород. При проектировании и строительстве земляных сооружений из песчаных и глинистых пород необходимо обеспечить наибольшие их устойчивость и прочность. Это достигается уплотнением пород (укаткой, трамбованием, виброуплотнением) до максимальной плотности при оптимальной влажности.

Наибольшая плотность породы (характеризующаяся плотностью скелета), получаемая при затрате стандартной или рациональной работы на ее уплотнение, называется максимальной — $\gamma_{\text{ск. max}}$. Влажность породы, соответствующая максимальной плотности, называется оптимальной — $W_{\text{опт}}$. На рис. VIII-4, а видно, что при одинаковой затрате работы уплотнение породы зависит от ее влажности. С увеличением влажности до определенного предела плотность породы повышается, но при дальнейшем ее увеличении плотность понижается.

Степень уплотнения породы зависит также от затраченной работы. Стандартное уплотнение породы достигается ее трамбованием в специальном приборе гирей в 2,5 кг, падающей с высоты 30 см (пески и супеси — 75 ударов, суглинки и глины — 120 ударов). На рис. VIII-4, б видно, что рациональная работа равна такому значению, при превышении которого дальнейшее уплотнение мало изменяет плотность породы.

Анализ и использование данных о физических свойствах песчаных и глинистых пород. Анализ результатов изучения фи-

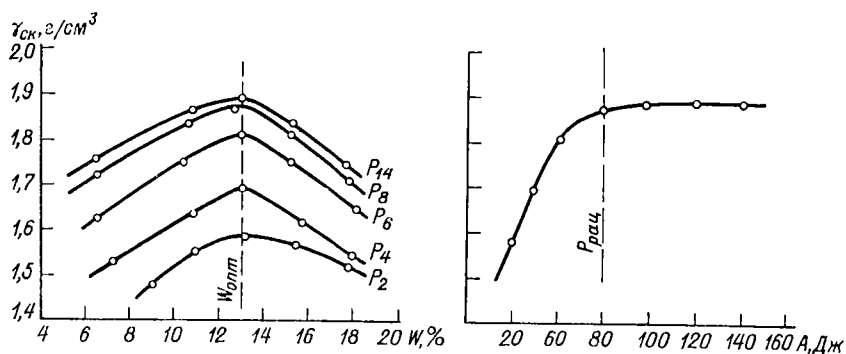


Рис. VIII-4. Графики, показывающие способ определения максимальной плотности, оптимальной влажности и рациональной работы при уплотнении породы.

а — зависимость изменения плотности скелета породы от влажности при уплотнении;
б — зависимость изменения плотности скелета пород от количества работы.

зических свойств разнообразных песчаных и глинистых пород позволяет говорить об определенных типах режима их физического состояния. Каждый из них характеризуется определенными закономерностями изменения влажности, водонасыщенности и плотности пород во времени и пространстве. В соответствии с этим изменяются их напряженное состояние, прочность, деформируемость и другие свойства. Так как господствующий в определенных условиях тип режима физического состояния пород образуется в процессе их формирования и дальнейшего существования в земной коре под влиянием внутренних и внешних факторов, следует говорить о генетических типах режима.

Важными факторами, определяющими физическое состояние пород, являются их вещественный состав, геоморфологическое положение, глубина залегания уровня подземных вод, климат, тектоника и др. Так, режим физического состояния пород, залегающих в приповерхностных горизонтах Земли (главным образом четвертичных), подчиняется климатической зональности, а режим пород, залегающих на больших глубинах (главным образом коренных), зависит от их положения в вертикальном геологическом разрезе, в пределах тех или иных геологических структур, а также от возраста, т. е. от продолжительности и характера (гравитационного, геохимического, тектонического) их уплотнения и литификации. Следовательно, и в первом и во втором случаях физическое состояние горных пород определяется как факторами внутренними, присущими самой породе, так и внешними.

Рыхлые песчаные и малоуплотненные глинистые породы, залегающие в приповерхностных горизонтах земной коры, можно рассматривать как определенные динамические системы, которые могут характеризоваться несколькими генетическими ти-

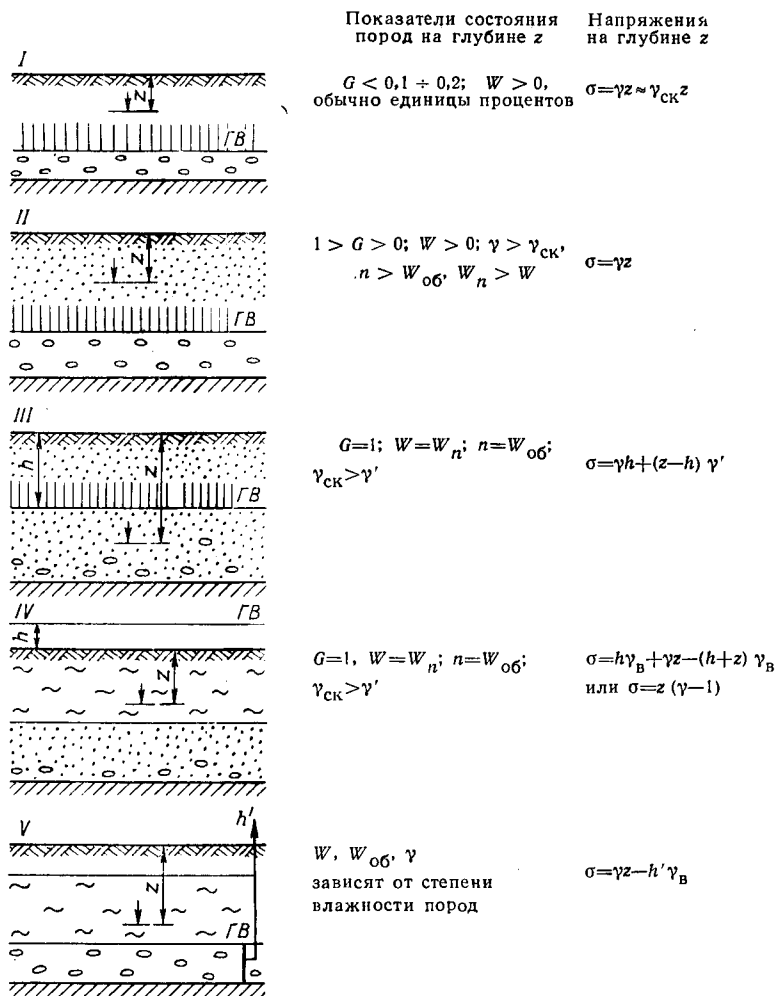


Рис. VIII-5. Типовые схемы режима физического состояния песчаных и глинистых пород.

I — порода сухая; песчаная порода выше уровня грунтовых вод; II — влажная; любая порода выше уровня грунтовых вод; III — насыщена водой; любая порода ниже уровня грунтовых вод; IV — насыщена водой; любая порода на участке затопления; V — влажная или насыщенная; глинистая порода выше уровня напорных подземных вод.

пами режима физического состояния (рис. VIII-5). Для каждого типа режима характерны определенная господствующая степень влажности пород, определенные соотношения показателей физических свойств и напряжения на той или иной глубине. Исходя из схем, показанных на рис. VIII-5, дополненных соответствующими более детальными характеристиками состава и строения пород, можно производить районирование (типизацию) территорий, предназначенных для застройки или другого хозяйственного использования, и давать оценку условий строительства и устойчивости проектируемых сооружений. При этом важно учитывать, что чем меньше плотность рыхлых песчаных и малоуплотненных глинистых пород, тем больше их пористость. Чем больше плотность при данной пористости, тем больше влажность, а чем больше влажность и пористость, тем хуже строительные качества. Строительные качества таких пород ухудшаются с увеличением значений e , W_n , W_T , B , $W_{отп}$, A_k , I_F и с уменьшением значений D_k , K_d , P_m , R_{III} , N , I_d .

VIII-3. Водные свойства

Главнейшими свойствами, определяющими отношение песчаных и глинистых пород к воде, являются водоустойчивость, влагоемкость, капиллярность и водопроницаемость. При инженерно-геологической оценке их эти свойства имеют весьма важное значение. Однако роль каждого из них при этом неодинакова, что зависит от состава пород. Неодинаково их значение и при решении различных практических задач.

Водоустойчивость. Определение водоустойчивости наиболее важно при оценке глинистых пород, которые под воздействием воды теряют связность и изменяют консистенцию или размокают и распадаются на отдельные куски, обломки или бесформенную песчано-глинистую массу. Скорость и характер размокания характеризуют их водоустойчивость (рис. VIII-6). Породы водонеустойчивые размокают быстро, в течение минут или десятков минут, и превращаются в песчано-глинистую массу. Типичным примером таких пород являются лёссовые, которые легко и быстро размокают, размываются, часто катастрофически быстро и сильно уплотняются и деформируются при увлажнении без увеличения внешних усилий. Породы мало- или средневодоустойчивые разрушаются в воде в течение нескольких часов или первых суток. Породы водоустойчивые сохраняются в воде десятки суток и даже месяцы, не обнаруживая значительных разрушений.

Интересным примером значительной водоустойчивости глинистых пород является следующий. В начале Великой Отечественной войны на одном из строительных объектов работы были прекращены, а подземные выработки затоплены. После войны, когда снова были начаты строительные работы, оказа-

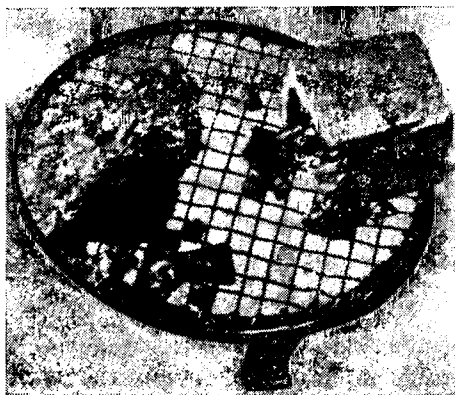


Рис. VIII-6. Характер размокания глинистой породы в воде.

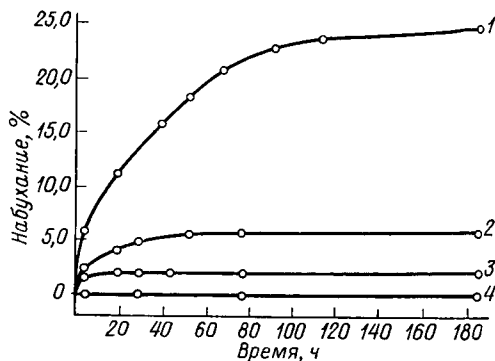


Рис. VIII-7. Набухание некоторых глинистых пород и тонкозернистого кварцевого песка (маршаллита).

1 — огланлинский бентонит; 2 — кембрийская глина; 3 — глуховский каолинит; 4 — маршаллит.

Некоторые разности глинистых пород при увлажнении сильно набухают, причем объем их увеличивается на 25—30 % (рис. VIII-7, VIII-8), а нагрузка, сдерживающая набухание (сила набухания), может достигать 0,1—1,1 МПа. Набухание пород, т. е. увеличение объема, связано с их гидрофильностью, коллоидной активностью, со способностью активно сорбировать влагу. Замечено, что чем меньше в составе пород песчаных фракций и больше пылеватых, тем сильнее они набухают.

Набухание выражают обычно в долях единицы или в процентах от начального объема образца породы по приращению

лось, что глины в открытых забоях подверглись размоканию на глубину лишь 3—6 мм. Более значительное проникновение влаги в толщу глин наблюдалось лишь по трещинам, которые оказались заполненными разбухшей глиной.

Многочисленные наблюдения показывают, что если глины были подсушены на воздухе, они быстро и значительно разрушаются в воде, тогда как эти же глины естественного сложения и влажности довольно водоустойчивы. Особенно понижается водоустойчивость глинистых пород при многократном подсушивании и увлажнении, что связано с необратимым нарушением в них структурных связей и, соответственно, с изменением их монолитности. На водонеустойчивых породах на склонах и откосах обычно образуется мощная элювиально-делювиальная зона, которая способствует развитию оползневых явлений.

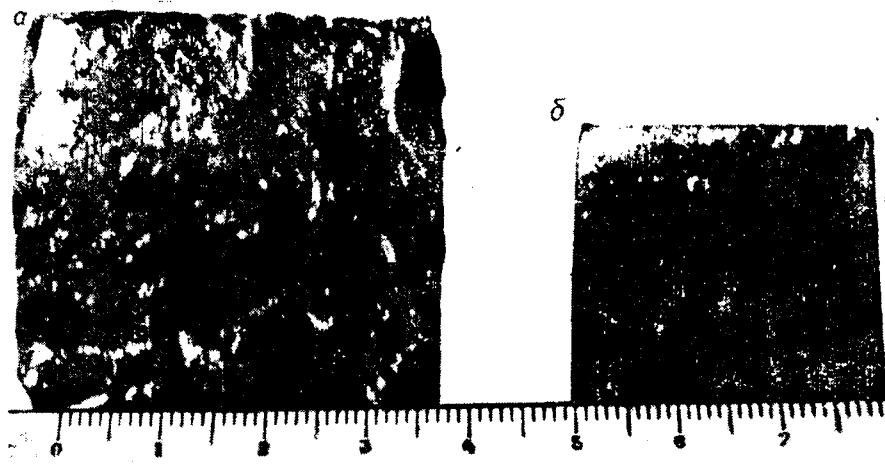


Рис. VIII-8. Набухание бентонита:
а — образец после набухания; б — то же, до набухания.

высоты образца в результате набухания:

$$\delta_n = \frac{h_k - h_n}{h_n} \quad \text{или} \quad H_n = \frac{h_k - h_n}{h_n} \cdot 100 \%,$$

где h_k — высота образца породы в кольце прибора после набухания; h_n — высота образца породы в кольце прибора до увлажнения и набухания; δ_n — относительное набухание, доли единицы; H_n — набухание, % от первоначальной высоты образца.

Набухание обычно происходит до определенного значения влажности, выше которого приращение объема породы прекращается.

Как показывают наблюдения, влажность набухания, т. е. влажность, соответствующая моменту полной стабилизации процесса набухания породы, имеет определенную связь с влажностью, соответствующей пределу ее пластичности (рис. VIII-9). Так как интенсивное набухание глинистых пород происходит только в начальный момент увлажнения, то по пределу пластичности можно качественно оценивать склонность пород к набуханию. Если их естественная влажность выше предела пластичности или влажности набухания, то нет основания ожидать значительного набухания. По строительным нормам и правилам (СНиП II—15—74) к набухающим относятся глинистые породы с относительным набуханием $\delta_n \geq 0,4$. Следовательно, величина набухания глинистых пород, влажность и сила набухания характеризуют их отношение к воде, т. е. водоустойчивость.

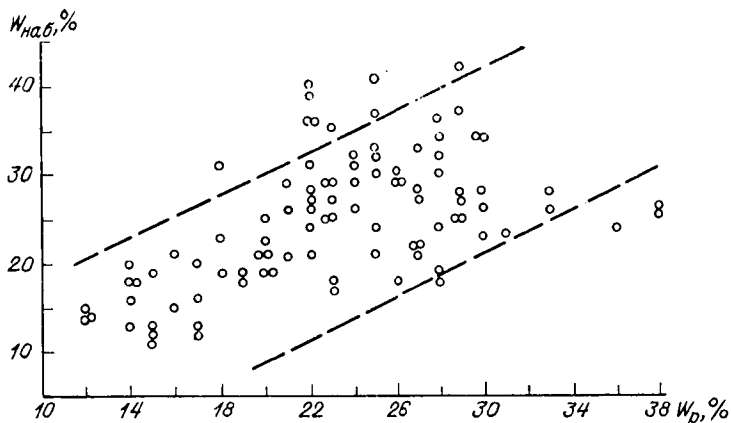


Рис. VIII-9. Зависимость влажности набухания глин из Нелидовской шахты от влажности, соответствующей их пределу пластичности.

Изменение свойств глинистых пород происходит не только при увлажнении. Высыхание влажных глинистых пород иногда сопровождается их растрескиванием, изменением монолитности (рис. VIII-10), шелушением и, следовательно, изменением прочности, деформируемости, устойчивости и водопроницаемости. В результате этих явлений в основании крутых склонов, сложенных глинистыми породами, образуются осыпи и конусы осыпей. В подземных выработках и котлованах такие изменения свойств глинистых пород происходят в связи с уменьшением их объема при высыхании (усадка) и возникновением вследствие этого внутренних напряжений.

Наибольшей усадкой обладают породы гидрофильные, активные в физико-химическом отношении. Изменение объема пород при усадке происходит до определенного предела влажности (предел усадки в табл. VIII-6), ниже которого объем пород не изменяется. Чем ниже влажность при пределе усадки, тем больше изменяется объем породы, т. е. тем больше усадка. Все это характеризует изменение состояния и свойств глинистых пород при изменении их влажностного режима, т. е. водоустойчивость.

Вода, воздействуя на породы, может также растворять, выщелачивать водорастворимые части и тем самым изменять их свойства. Так как легкорастворимые соли в глинистых породах встречаются чаще, чем во многих других осадочных породах, то и в этом отношении изучение и оценка их водоустойчивости имеют большое значение.

Из изложенного следует, что при изучении и оценке свойств глинистых пород необходимо учитывать данные об их водоустойчивости. Это особенно важно при определении их несущих способностей, устойчивости в подземных выработках, на скло-



Рис. VIII-10. Нарушение монолитности пород при усадке. Порода расщеплена трещинами усадки.

нах и откосах, при развитии явлений пучения, оценке проходимости местности, а также при организации производства строительных работ. Например, строительные котлованы в водонесустойчивых породах надо доводить до проектных отметок только непосредственно перед укладкой бетона, не допуская при этом изменения влажностного режима пород.

Водоустойчивость глинистых пород может быть охарактеризована скоростью и характером размокания в воде, процентным содержанием легкорастворимых соединений и их составом, значением, силой и влажностью набухания, влажностью усадки.

Влагоемкость. Под влагоемкостью породы принято понимать ее способность вмещать и удерживать определенное количество воды. В соответствии с этим различают породы влагоемкие (глины, суглинки), средневлагоемкие (супеси, пески мелко- и тонкозернистые, пылеватые) и невлгоемкие (пески средне-, крупно- и грубозернистые, гравелистые и щебенистые породы и галечники). Применительно к породам невлгоемким следует говорить об их водоемкости, т. е. о способности вмещать определенное количество воды.

У влагоемких пород различают влагоемкость полную, капиллярную и молекулярную. Полной влагоемкости соответствует полное насыщение породы водой, т. е. заполнение всех ее пор. Сравнивая естественную влажность породы с влажностью, соответствующей полной влагоемкости, судят о степени ее водонасыщения. Капиллярной влагоемкости соответствует не полное насыщение породы водой, а такое, когда водой заполнены

только капиллярные поры. Так как у глинистых пород поры преимущественно капиллярные, то для них капиллярная влагоемкость равна или близка полной влагоемкости.

Под молекулярной влагоемкостью (или наименьшей) понимают способность пород удерживать определенное количество физически связанной воды, т. е. воды, не заполняющей пустоты и поры, а лишь находящейся на поверхности или в межпакетных пространствах частиц породы в виде гидратных или сольватных оболочек. При этом то максимальное количество физически связанной воды, которое может удержать порода на поверхности своих частиц, определяет ее максимальную молекулярную влагоемкость. Физически связанная вода связана с частицами породы значительными поверхностными сорбционными силами. Поэтому при свободном стоке воды из насыщенных песчаных пород некоторое количество ее остается и определяет их максимальную молекулярную влагоемкость.

При уплотнении глинистой породы малой степени литификации, насыщенной водой, определенное количество воды из нее выжимается вначале сравнительно быстро и легко, соответственно и процесс уплотнения имеет свободный характер. При влажности породы, равной максимальной молекулярной влагоемкости, скорость и характер ее уплотнения резко изменяются, так как отжатие физически связанной воды сопряжено с затратой больших усилий. Следовательно, влажность при максимальной молекулярной влагоемкости отражает такое состояние глинистой породы, при котором резко изменяются ее свойства, ее деформируемость. На основании многочисленных исследований можно утверждать, что максимальная молекулярная влагоемкость — это один из важных показателей свойств глинистых пород, служащий мерой изменения их качеств в процессе уменьшения влажности при уплотнении. Замечено, что для многих глинистых пород она равна или близка влажности на пределе пластичности.

Таким образом, при изучении влагоемкости глинистых пород для оценки их состояния и свойств необходимо определять полную и максимальную молекулярную влагоемкость. Эти показатели в известной мере зависят от вещественного состава пород и характеризуют их гидрофильность (табл. VIII-13, VIII-14). Сопоставляя значения названных показателей с естественной влажностью глинистых пород, можно судить не только о степени насыщения их водой, но и о преобладающей категории воды (свободной, иммобилизованной или физически связанной).

Выше уже упоминалось о том, что из песчаной породы, насыщенной водой, не вся вода может вытекать свободно, а только та часть, которая подчиняется силе тяжести, не связана поверхностными силами с частицами породы и не удерживается капиллярными силами. Способность песчаных, гравий-

ТАБЛИЦА VIII-13
Максимальная молекулярная и полная влагоемкость пород
различного минерального состава

Породы	Максимальная молекулярная влагоемкость, %	Полная влагоемкость, %
Монтмориллонитовая глина (бентонит огланлин- ский)	44	71
Гидрослюдистая глина (глина кембрийская)	14	29
Каолинитовая глина (каолин глуховский)	22	43
Маршаллит (тонкозернистый кварцевый песок)	2	25

ТАБЛИЦА VIII-14
Максимальная молекулярная влагоемкость фракций разной крупности
(по А. Ф. Лебедеву [1927 г.])

Фракции	Размер фракций, мм	Максимальная молекулярная влагоемкость, %
Песчаные:		
крупнозернистые	1—0,5	1,6
среднезернистые	0,5—0,25	1,6
мелкозернистые	0,25—0,10	2,7
тонкозернистые	0,10—0,05	9,8
Пылеватые (алевритовые)	0,05—0,002	10,2
Глинистые	<0,002	44,2

ных, древесных и других обломочных пород, насыщенных водой, отдавать ее путем свободного стекания, характеризует их водоотдачу. Очевидно, что такой способностью обладают только невлагоемкие или слабовлагоемкие породы. Водоотдача пород примерно равна разности между полной их влагоемкостью и максимальной молекулярной

$$W_{\text{отд}} = W_n - W_{\text{мм.}}$$

Она характеризует, какая часть воды (%) от общего ее содержания в породе свободно стекает. Для количественной характеристики водоотдачи служит также коэффициент водоотдачи μ_v , равный отношению объема стекающей воды к объему породы, выраженный в долях единицы.

Водоотдачей обладают в основном неглинистые песчаные, гравийные, щебенистые породы и галечники. Она зависит главным образом от состава пород и продолжительности их дренирования. Некоторое влияние оказывает также температура воды, определяющая ее вязкость. Примерные значения водоотдачи песчаных пород приведены в табл. VIII-15. Характеристика водоотдачи пород имеет важное значение при решении

Средние значения водоотдачи песчаных пород

Породы	Водоотдача, %	Коэффициент водоотдачи
Гравий, пески грубо- и крупнозернистые	95—98	0,25—0,35
Пески:		
среднезернистые	80—90	0,20—0,25
мелкозернистые	50—70	0,15—0,20
тонкозернистые	30—50	0,10—0,15

многих практических вопросов, например при установлении возможности и оценке интенсивности осушения пород при строительстве дренажей, расчете притока воды и т. д.

Таким образом, для оценки водоемкости песчаных пород необходимо знать их полную водоемкость, максимальную молекулярную влагоемкость и водоотдачу.

Капиллярность. При значительном повышении влажности песчаных и особенно глинистых пород понижаются их строительные качества. Увлажнение пород может быть обусловлено проникновением (инфильтрацией) воды с поверхности земли или поступлением ее снизу из какого-либо водоносного горизонта под влиянием гидростатического или гидродинамического напора и капиллярных сил. Последние, как известно, всегда над водоносным горизонтом образуют капиллярную зону, в пределах которой наблюдается повышенное увлажнение или насыщение пород. Мелкозернистые, тонкозернистые и глинистые породы в зоне капиллярного увлажнения обычно полностью насыщены, следовательно, эту зону можно называть зоной капиллярного насыщения. Если она достигает поверхности земли, то происходит заболачивание местности. При интенсивном испарении капиллярных вод, поднимающихся к поверхности земли, в засушливых районах обычно происходит засоление почв и подстилающих их пород, образование солончаков и т. д.

Высота капиллярного поднятия, или мощность капиллярной зоны, тем больше, чем больше поверхностное натяжение воды и чем меньше радиус капилляров и плотность воды (закон Жюрена),

$$H_k = \frac{2a^2}{r\gamma_w g},$$

где H_k — высота капиллярного поднятия воды, см; $2a^2$ — капиллярная постоянная; r — радиус капилляра, см; γ_w — плотность воды, г/см³; g — ускорение свободного падения, см/с².

При приближенных расчетах H_k принимают равным $30/r$.

Результаты фактических наблюдений за высотой капилляр-

ного поднятия в породах различного состава показаны в табл. VIII-16 и VIII-17.

Известно, что максимальная высота капиллярного поднятия в тонкозернистых и мелкозернистых песках может достигать

Т А Б Л И Ц А VIII-16
Высота капиллярного поднятия в однородных песках
(по Аттербергу)

Породы	Размер частиц, слагающих породу, мм	Высота капиллярного поднятия, см
Гравий мелкий	5—2	2,5
Песок:		
грубозернистый	2—1	6,5
крупнозернистый	1—0,5	13,1
среднезернистый	0,5—0,2	26,4
мелкозернистый	0,2—0,1	42,8
тонкозернистый	0,1—0,05	105,5
Алеврит	0,05—0,02	200,0

1,5—2 м, а в глинистых породах 3—4 м. В грубозернистых породах она мала и практического значения не имеет. Скорость капиллярного поднятия в начальный момент максимальная, но затем постепенно уменьшается и при наибольшей высоте становится ничтожно малой.

Т А Б Л И Ц А VIII-17
Высота капиллярного поднятия для некоторых разностей
глинистых пород (по Ф. П. Саваренскому)

Породы	Достигнутая высота, см	Число дней	Скорость, см/сут	
			в первые сутки	в последующие сутки
Суглинок	160,6	85	73,0	0,2
Глина	90,7	25	27,0	2,5
»	99,5	25	64,0	0,5
»	153,6	114	59,3	0,2
»	125,0	207	74,3	0,05
Суглинок легкий	196,0	207	73,0	0,1

Поднятие воды в капиллярах происходит за счет энергии взаимодействия молекул воды с молекулами пограничной поверхности, разделяющей воду и частицы породы, в результате смачивающего эффекта или так называемого поверхностного натяжения воды. Поэтому в капиллярах между частицами породы поверхность воды приобретает вид менисков вогнутой формы (рис. VIII-11). Силы поверхностного натяжения направ-

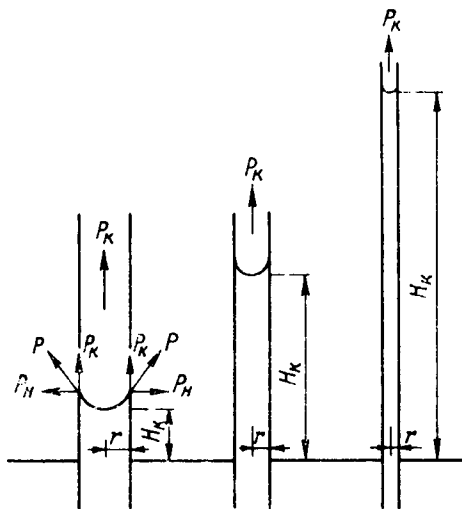


Рис. VIII-11. Схема капиллярного поднятия воды в капиллярах разного диаметра.

P_K — сила капиллярного поднятия; H_K — высота капиллярного поднятия.

лены по касательным к вогнутым поверхностям менисков. Вертикальные составляющие этих сил P_K суммируются в одну общую подъемную силу $P_K^1 + P_K^2 + \dots + P_K^n = P_K$. Под влиянием этой силы вода по капиллярам поднимается до высоты H_K , которая и называется высотой капиллярного поднятия и служит мерой капиллярности породы. Сила капиллярного поднятия, или подъемная сила мениска воды, отнесенная к единице круглого поперечного сечения капилляра, может быть определена по формуле Лапласа

$$P_K = 2\sigma/r,$$

где σ — поверхностное натяжение воды, равное 7,5 Па; r — радиус капилляра, см.

Если бы суммарная сила P_K была меньше веса воды в капилляре, то подъема воды в нем не произошло бы. Следовательно, при сферической поверхности мениска в воде под мениском должен возникнуть перепад давлений

$$P_2 - P_1 = \Delta P = P_K = 2\sigma/r,$$

где P_2 — давление в среде, находящейся ближе к центру сферы (в атмосфере); P_1 — давление в среде, находящейся дальше от центра сферы (в воде).

Перепад давления ΔP под мениском, т. е. ниже границы раздела фаз воздух — вода, вызванный поверхностным натяжением воды, называют капиллярным давлением. Численно оно равно подъемной силе менисков, т. е. силе капиллярного поднятия P_K , но направлено в противоположную сторону (имеет обратный знак). Оно создает давление на стенки капилляров, на частицы породы, прижимая их друг к другу, и вызывает временную связность в песчаных породах. Подъемные силы являются растягивающими по отношению к воде, а капиллярное давление — сжимающим по отношению к частицам, слагающим породу. При испарении влаги из песков или при полном их погружении в воду капиллярное давление исчезает и пески теряют связность.

Таким образом, под вогнутыми менисками давление в воде, заполняющей капилляры, меньше атмосферного P_0 на значение P_K (рис. VIII-12), а в водоносном горизонте, т. е. ниже уровня грунтовых вод, выше атмосферного и распределяется по закону гидростатики.

Из сказанного видно, какой практический смысл имеет изучение капиллярных свойств песчаных и глинистых пород, особенно высоты капиллярного поднятия.

Водопроницаемость. К числу основных водных свойств горных пород относится водопроницаемость, т. е. способность пропускать через себя воду под действием напора. Данные, характеризующие водопроницаемость рыхлых обломочных и глинистых пород, имеют весьма широкое применение в практике. Они необходимы для определения притока воды к строительным котлованам, подземным выработкам, для оценки потерь воды на фильтрацию, решения вопроса о способах их осушения, оценки скорости осадки сооружений и др.

Водопроницаемость песков, галечников и других рыхлых обломочных пород зависит от их пористости и скважности. Глинистые породы при небольших напорах очень слабопроницаемы или практически водонепроницаемы, так как размер пор в них мал. Движение воды, а также других жидкостей и газов через пористые горные породы называется фильтрацией. Следовательно, водопроницаемость песчаных и глинистых пород — это их фильтрационная способность.

Водопроницаемость любых горных пород тем больше, чем больше их скважность, т. е. чем больше размер пор, пустот и трещин. Она зависит также от напора, под влиянием которого движется вода. Например, глинистые породы при небольших напорах могут не пропускать через себя воду, а при больших становятся водопроницаемыми. Водопроницаемыми следует считать такие породы, которые при реально существующих или проектируемых напорах пропускают или будут пропускать воду. К водонепроницаемым породам относятся такие, которые при действующих напорах не пропускают воду.

В обычных условиях сильноводопроницаемые крупнообломочные породы — галечники, щебень, гравий, дресва, грубозернистые и крупнозернистые пески. Водопроницаемы пески средние и мелкозернистые, а слабопроницаемы (полупроницаемы) тонкозернистые пески и супеси. Суглинки и глины обычно сла-

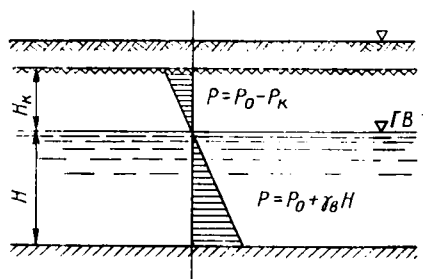
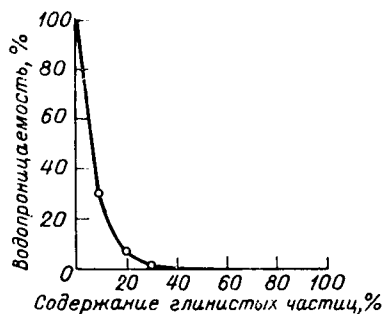


Рис. VIII-12. Распределение гидростатического давления в зоне капиллярного поднятия и в водоносном горизонте.



VIII-13. Уменьшение водопроницаемости песка по мере увеличения содержания глинистых частиц (по И. В. Яропольскому).

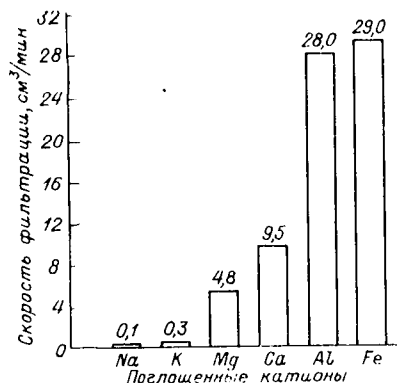


Рис. VIII-14. Сравнительная характеристика водопроницаемости почв, насыщенной различными катионами (по П. И. Шаврыгину).

быводопроницаемы или водоупорны. На водопроницаемость песчаных и других обломочных пород большое влияние оказывают степень однородности их гранулометрического состава, а также примеси глинистых частиц и хорошо разложившегося органического вещества. Так, например, чистые галечники могут быть очень сильноводопроницаемыми, а те же галечники с песчаным мелкозернистым и тонкозернистым заполнителем будут слабоводопроницаемыми. На рис. VIII-13 видно, как быстро уменьшается водопроницаемость песка по мере увеличения примеси глинистых частиц. Если к чистому песку прибавить лишь 10 % глинистых частиц, то водопроницаемость его уменьшится на 73,6 %. Известно, что при добавлении к кварцевому песку 10 % бентонита водопроницаемость его уменьшается в 10 000 раз. Неоднородность гранулометрического состава и особенно минеральный состав оказывают большое влияние на водопроницаемость глинистых пород. Так, например, монтмориллонитовые глинистые породы обычно в сотни и тысячи раз менее водопроницаемы, чем каолиновые.

Весьма значительно на водопроницаемости глинистых пород сказывается состав обменных катионов. На рис. VIII-14 видно, что Са-почвы, Al-почвы и Fe-почвы обладают соответственно в 95, 280 и 290 раз большей водопроницаемостью, чем Na-почвы. То же самое показывают данные, приведенные в табл. VIII-18. Снижение водопроницаемости глинистых пород от присутствия обменного Na⁺ объясняется его диспергирующим действием, в результате чего уменьшается размер пор. Кроме того, обменный Na⁺ увеличивает гидрофильность пород, т. е. содержание физически связанной воды, и существенно уменьшает эффективную пористость, что еще больше уменьшает их водопроницаемость.

Т А Б Л И Ц А VIII-18
Влияние обменных катионов на водопроницаемость
глинистых пород (по С. С. Морозову)

Породы	Состояние	Фильтрация, см ³ /мин
Суглинок моренный (Калининская область)	Исходный	3,0
	Насыщенный Ca ²⁺	9,6
	Насыщенный H ⁺	3,4
	Насыщенный Na ⁺	0,28
Суглинок лёссовидный (Калининская область)	Исходный	7,2
	Насыщенный Ca ²⁺	8,4
	Насыщенный Na ⁺	0,41
Суглинок покровный (Московская область)	Исходный	6,0
	Насыщенный Ca ²⁺	9,4
	Насыщенный H ⁺	7,8
	Насыщенный Na ⁺	0,06

Существенно изменяется водопроницаемость пород при их уплотнении под влиянием давления вышележащих масс горных пород или сооружений, а также при разуплотнении и высыхании. Многие глинистые породы при высыхании дают большую усадку, растрескиваются, отчего водопроницаемость их сильно повышается. Водопроницаемость глинистых пород может увеличиваться в десятки раз при растворении и выщелачивании содержащихся в их составе солей или цементирующего вещества, а также при вытаивании льда из мерзлых пород. Следует заметить, что некоторые глинистые породы в отношении водопроницаемости обладают ярко выраженной анизотропностью. Так, например, ленточные глины в горизонтальном направлении водопроницаемы, а в вертикальном — практически водонепроницаемы. Лёссовые породы, наоборот, в вертикальном направлении сравнительно сильно водопроницаемы, а в горизонтальном слабо водопроницаемы.

Скорость движения воды через горные породы, и в том числе через песчаные и глинистые, в некоторой степени зависит также от ее температуры, с повышением которой уменьшается вязкость воды и повышается подвижность. Поэтому при оценке проницаемости таких пород для нефти и некоторых других жидкостей, а также при оценке скорости выжимания воды из глинистых пород при уплотнении необходимо учитывать ее вязкость.

Таким образом, водопроницаемость песчаных и других обломочных, а также глинистых пород (как и любых других) зависит от их гранулометрического и минерального состава, его однородности, состава обменных катионов, степени уплотненности, скважности и размера пор, гидродинамических условий (действующий напор) и свойств воды (вязкость).

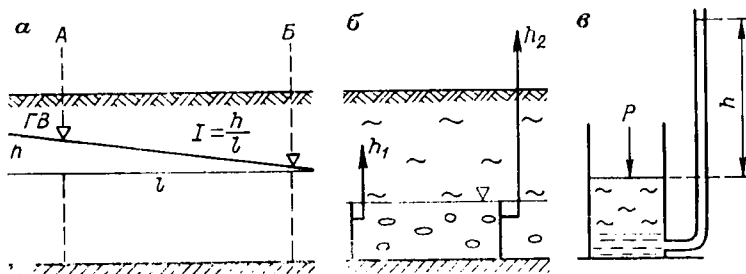


Рис. VIII-15. Возникновение напора воды h в песчаных и глинистых породах.

a — в результате разности уровней воды в разных точках горизонта грунтовых вод; b — в результате разности пьезометрических уровней в разных точках напорного водоносного горизонта; v — в результате действия нагрузки.

Как известно, движение воды в песчаных и глинистых породах происходит главным образом под действием напора. Напор возникает под влиянием гидростатического давления при следующих условиях: 1) разности уровней воды в разных точках горизонта грунтовых вод (рис. VIII-15, a); 2) разности пьезометрических уровней воды в разных точках напорного водоносного горизонта (рис. VIII-15, b) и 3) при действии внешней нагрузки P , так как $h = P/\gamma_w$ (рис. VIII-15, v). Однако необходимо учитывать, что движение воды в песчаных и глинистых породах может происходить также под влиянием следующих факторов: 1) капиллярных сил, развивающихся на поверхности раздела воздух — вода; 2) сорбционных сил, развивающихся на поверхности раздела твердых частиц и воды; 3) осмотических сил, обусловленных разностью концентрации растворенных в воде веществ; 4) электроосмотических сил, возникающих при разности потенциалов постоянного электрического тока; 5) температурных градиентов, вызывающих конвекционные токи, термоосмотическое и капиллярно-осмотическое движение; 6) промерзания пород, при котором происходят движение тепловой энергии и возникновение неравновесного состояния замерзающей породы, появление кристаллов льда и разности осмотического давления в физически связанной воде, разности влажности пород в разных точках, разности давления усадки и т. д.; 7) испарения воды и разности упругости пара; 8) давления, создаваемого газами и парами воды, и т. д.

Из изложенного следует, что условия движения воды в песчано-глинистых породах могут быть сложными, зависящими от влияния разных сил. Если градиенты этих сил имеют одинаковое направление, то интенсивность и скорость передвижения воды могут увеличиваться, а при противоположном направлении ослабляться или даже прекращаться. Здесь важно отметить, что когда в породе все поры заполнены водой или содер-

жат относительно небольшое количество воздуха и газов, движение воды в такой породе принято называть фильтрацией, а когда поры лишь частично заполнены водой, ее передвижение называют миграцией. Миграция воды в породе может происходить как в жидком, так и в парообразном состоянии. Изучение и оценка фильтрации и миграции воды в песчаных и глинистых породах имеют очень большое значение. Они характеризуют водопроницаемость, т. е. важнейшее водное свойство пород, влияющее на изменение других свойств (прочность, деформируемость и др.), а также вызывают развитие различных процессов и явлений.

Мерой водопроницаемости горных пород служит коэффициент фильтрации. Кроме того, для этих же целей используют коэффициент проницаемости и удельное водопоглощение (см. гл. III). В инженерно-геологической и гидрогеологической практике пользуются главным образом скоростным выражением коэффициента фильтрации $v = K_{\phi} I$. Если $I = 1$, то $v = K_{\phi}$ (см/сут, м/сут и т. д.).

Скорость движения воды через пористые горные породы прямо пропорциональна гидравлическому градиенту, т. е. отношению действующего напора к длине пути фильтрации. Это важнейший закон водопроницаемости песчаных и глинистых пород — закон ламинарной фильтрации.

Скорость движения воды

$$v = Q/F,$$

где Q — количество фильтрующейся через породу воды, м³/сут; F — площадь поперечного сечения породы (м²), через которое фильтруется вода.

Так как движение воды происходит только по порам, то действительная площадь сечения породы $F_d < F$, так как часть площади F занята частицами и агрегатами частиц, слагающих породу. Поэтому действительная скорость движения воды

$$v_d = Q/F_d.$$

Очевидно, что если $F > F_d$, то $v_d > v$. Для песчаных пород можно принять $F_d = nF$, где n — пористость в долях единицы. Тогда $v_d = Q/(nF)$, а $v = nv_d$, откуда действительный коэффициент фильтрации

$$K_{\phi, d} = K_{\phi}/n.$$

Действительный коэффициент фильтрации иногда называют коэффициентом скорости фильтрации. В песчаных породах он всегда больше коэффициента фильтрации, непосредственно определяемого в лабораторных или полевых условиях по количеству воды, профильтровавшейся через данное поперечное сечение породы. В глинистых породах эффективная пористость всегда значительно меньше общей пористости и часто равна

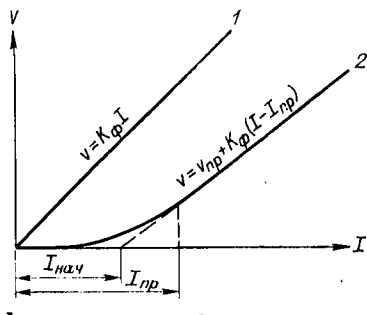


Рис. VIII-16. Графики зависимости скорости движения воды в песчаных (1) и глинистых (2) породах от напорного градиента.

когда напорный градиент достигнет определенного значения, называемого начальным градиентом. Напорный градиент, при котором движение воды в глинистых породах получает линейную зависимость, называется предельным. Скорость движения воды в этом случае

$$v = K_{\phi} (I - I_{\text{пр}}).$$

Разные глинистые породы имеют различные предельные градиенты. Этот градиент изменяется также и у одной и той же породы в зависимости от ее физического состояния и главным образом от плотности. Появление начального и предельного градиентов показывает, что для движения воды в глинистых породах ей необходимо преодолеть вязкое сопротивление сдвигу физически связанной воды, значительно заполняющей их поровое пространство. На рис. VIII-16 видно, что в песчаных хорошо водопроницаемых породах начальный градиент равен нулю. Примерные пределы изменений коэффициента фильтрации некоторых типов рыхлых обломочных и глинистых пород показаны в табл. VIII-19.

Как отмечено в гл. III, для характеристики водопроницаемости пород используют также коэффициент проницаемости $K_{\text{п}}$ и удельное водопоглощение ω . Эти коэффициенты связаны между собой следующей зависимостью:

$$K_{\phi} = K_{\text{п}} (\gamma_{\text{в}}/\eta),$$

а удельное водопоглощение примерно равно $\omega = 0,53 K_{\phi}$. Можно считать, что коэффициент проницаемости породы для воды, равный $1,02 \text{ мкм}^2$, примерно соответствует коэффициенту фильтрации в 1 м/сут.

Скорость движения воды в горных породах может быть меньше, чем скорость передачи напоров в воде водоносных горизонтов, поэтому от водопроницаемости горных пород отли-

нулю, так как поровое пространство этих пород в значительной степени занято физически связанной водой. Поэтому в них $F_{\text{д}} < nF$. Малый размер пор в глинистых породах и их неэффективность для движения воды, жидкостей и газов определяют их слабую водопроницаемость. Однако если действующий напор в воде будет значителен, глины также могут стать водопроницаемыми.

Как видно из рис. VIII-16, движение воды в глинистых породах начинается только тогда,

ТАБЛИЦА VIII-19
Коэффициент фильтрации некоторых типов рыхлых
обломочных и глинистых пород

Породы	Коэффициент фильтрации, м/сут
Глины	<0,001
Суглинки	0,1—0,001
Супеси и пески тонкозернистые	2—0,1
Пески:	
мелкозернистые	10—2
среднезернистые	30—10
крупнозернистые и грубозернистые	50—30
Гравий, галечники с песчаным заполнителем	100—30
Галечники без заполнителя	>100

чают пьезопроводность, т. е. способность среды передавать давление. Скорость передачи давления характеризуется коэффициентом пьезопроводности. Для безнапорных вод этот коэффициент называют также коэффициентом уронепроводности.

Коэффициент пьезопроводности вычисляют по формуле

$$\alpha = K_{\phi} / (e\beta_{\text{в}} + \beta_{\text{п}}),$$

где α — коэффициент пьезопроводности, м²/сут; K_{ϕ} — коэффициент фильтрации, м/сут; e — коэффициент пористости породы, доли единицы; $\beta_{\text{в}}$ — коэффициент сжимаемости воды, 1/0,1 МПа; $\beta_{\text{п}}$ — коэффициент сжимаемости породы, 1/0,1 МПа.

Слабопроницаемые породы оказывают значительное сопротивление движению в них воды, в результате чего в фильтрационном потоке возникают гидродинамические силы — гидродинамическое давление. Оно направлено вдоль линий тока воды и тем больше, чем ниже водопроницаемость породы. На рис. VIII-17 видно, что если в фильтрационном потоке выделить элементарный объем сечением dF , то гидродинамическое давление по этому сечению будет равно $dp = dh dF \gamma_{\text{в}}$.

Так как сопротивление движению воды оказывает весь объем породы, то гидродинамическое давление, отнесенное к этому объему, равно

$$\frac{dp}{dF dl} = \frac{dh dF \gamma_{\text{в}}}{dF dl} = I \gamma_{\text{в}}.$$

Отношение $\frac{dp}{dF dl}$ принято обозначать через $D_{\text{гд}}$. Гидродинамическое давление является объемной силой, которая зависит от напорного градиента: $D_{\text{гд}} = I \gamma_{\text{в}}$.

При значительных напорах оно является причиной нарушения устойчивости пород, слагающих дно и стенки котлованов, откосы и склоны. Оно вызывает переход пород из устойчивого

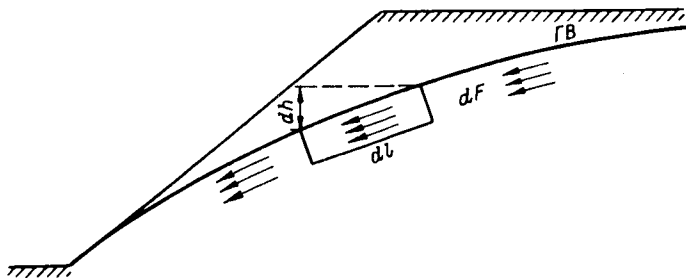


Рис. VIII-17. Схема, поясняющая действие гидродинамического давления, развивающегося в фильтрационном потоке.

состояния в плавучее, развитие процессов суффозии, образование оползней и других фильтрационных деформаций пород. Поэтому при изучении водопроницаемости песчаных и глинистых пород важно прогнозировать также и их деформации.

VIII-4. Механические свойства

Общие понятия. Механические свойства горных пород определяют их поведение под воздействием внешних усилий — нагрузки. В песчаных и других обломочных, а также глинистых породах при этом происходит изменение внутреннего сложения и объема (уплотнение), т. е. уменьшение пористости и увеличение концентрации минеральных частиц в единице объема. Чем значительнее эти изменения пород под воздействием определенной нагрузки, тем большей деформируемостью они обладают. Когда под влиянием внешних усилий в породах возникают касательные силы, превышающие силы сопротивления сдвигу, породы начинают разрушаться, наступает потеря прочности.

Следовательно, механические свойства песчаных и глинистых пород, как и любых других, характеризуются их деформируемостью и прочностью. Их выражают и оценивают деформационными и прочностными показателями: деформируемость — показателями сжимаемости (деформируемости), а прочность — сопротивлением сдвигу. Они позволяют прогнозировать осадки сооружений, определять устойчивость пород в их основании, а при конструировании фундаментов предельно использовать несущие способности пород.

Показатели, выражающие сопротивление пород сдвигу, дают возможность проектировать заложение откосов плотин, насыпей, дамб, выемок, бортов карьеров с минимальными земляными работами, определять устойчивость склонов и оползней, давление на ограждения и крепи подземных выработок, определять рациональное сечение и устойчивость подпорных стенок, бетонных плотин, подземных и многих других сооружений. Поэтому

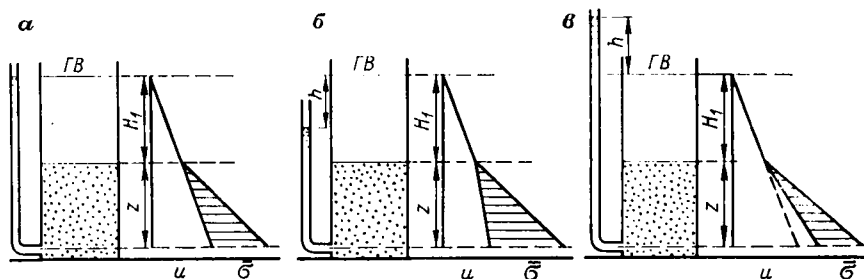


Рис. VIII-18. Распределение напряжений в водонасыщенных породах.
 а — эффективное и поровое давление при стационарном положении воды в приборе, $u = (H_1 + z)\gamma_B$, $\bar{\sigma} = z\gamma'$; б — при движении воды сверху вниз, $u = (H_1 + z - h)\gamma_B$, $\bar{\sigma} = z\gamma' + D_{гд}$, $D_{гд} = \frac{H_1 + z - h}{z}\gamma_B$; в — при движении воды снизу вверх, $u = (H_1 + z + h)\gamma_B$, $\bar{\sigma} = z\gamma' - D_{гд}$, $D_{гд} = \frac{H_1 + z + h}{z}\gamma_B$.

при проектировании сооружений изучению деформационных и прочностных свойств песчаных и глинистых пород необходимо уделять особенно большое внимание.

Эффективное и поровое давление. Как отмечено выше, механические свойства песчаных и глинистых пород проявляются при воздействии на них внешней нагрузки (веса сооружений и вышележащих слоев горных пород). Под влиянием главным образом этой нагрузки они находятся в напряженном состоянии. Если породы водонасыщены, напряжения в них могут быть подразделены на два вида: а) передающиеся либо непосредственно на скелет породы от частицы к частице, либо через коллоидно-гидратные пленки — слои, либо через сцементированные контакты между частицами, и б) действующие в поровой воде.

Первое называется эффективным напряжением или межчастичным давлением, второе — поровым давлением*. Такое подразделение внутренних напряжений в породе имеет определенный смысл, так как только эффективное напряжение действует на скелет породы, вызывая ее сжатие, уплотнение и упрочнение. Поровое давление непосредственно не уплотняет породу, а создает лишь напор в воде, заполняющей ее поры. На рис. VIII-18, а показана схема, иллюстрирующая различие между эффективным и поровым давлением. Вода в цилиндре, наполненном породой, находится на том же уровне, что и в пьезометрической трубке. Полное напряжение σ на глубине $H_1 + z$ от уровня воды в цилиндре

$$\sigma = (H_1 + z)\gamma_B + z\gamma'.$$

* Поровое давление иногда называют нейтральным, но оно не может быть нейтральным, так как вызывает движение воды и влияет на плотность и прочность пород. — В. Л.

Оно складывается из веса столба воды $u = (H_1 + z)\gamma_w$, т. е. порового давления, передающегося на поровую воду, и веса слоя взвешенной (облегченной) породы $\bar{\sigma} = z\gamma'$, т. е. эффективного напряжения, передающегося на скелет породы. Полное напряжение называют тотальным

$$\sigma = \bar{\sigma} + u,$$

откуда эффективное напряжение равно

$$\bar{\sigma} = \sigma - u = z\gamma'.$$

Из приведенного примера следует, что эффективное напряжение не зависит от слоя воды H_1 , находящегося над затопленной породой, что видно по эпюре распределения напряжений с глубиной, показанной на рис. VIII-18, а справа. Если поровое давление равно атмосферному, его называют нулевым. Если уровень воды в пьезометрической трубке снизить на величину h (рис. VIII-18, б), начнется движение воды через породу сверху вниз и при малой ее водопроницаемости возникнет гидродинамическое давление. Оно увеличит эффективное напряжение на величину $D_{гд}$:

$$\bar{\sigma} = z\gamma' + D_{гд}.$$

Если уровень воды в пьезометрической трубке повысить на величину h (рис. VIII-18, в), движение воды будет снизу вверх. Гидродинамическое давление уменьшит эффективное давление на величину $D_{гд}$:

$$\bar{\sigma} = z\gamma' - D_{гд}.$$

Естественно, что если гидродинамическое давление достигнет величины $z\gamma'$, эффективное напряжение будет равно нулю. Напорный градиент $(H_1 + z + h)/z$ в этом случае будет критическим $I_{кр}$, так как при таких гидравлических условиях снижается прочность пород, а песчаные породы разрыхляются, состояние их может перейти в плавунное, несущая способность снижается до нуля.

Из сказанного видно, что при фильтрации воды через слабопроницаемые породы поровое давление уже не является нейтральным по отношению к их скелету.

Компрессионные свойства. Внешняя нагрузка, приложенная к песчаной или глинистой породе, вызывает деформацию сжатия (уплотнение), т. е. компрессию. Вследствие этого уменьшается пористость пород, повышается их плотность. В песчаных породах увеличивается сопротивление сдвигу, а в глинистых — общая связность и как следствие также сопротивление сдвигу.

Увеличение связности и плотности пород может быть обусловлено также их цементацией в результате перекристаллизации минеральных составляющих, твердения вязких веществ, образующих пленки на поверхности частиц или заполняющих поры

между ними, или при кристаллизации солей, выпадающих при определенных условиях из водных растворов, пропитывающих породы.

Если породы насыщены водой, то их уплотнение возможно при условии выжимания поровой воды, так как при умеренных нагрузках минеральный скелет песчаных и глинистых пород и вода практически несжимаемы. При этом уплотнение обычно происходит до наступления гидростатического равновесия, т. е. такого состояния, когда из породы будет отжата вся излишняя по отношению к данной нагрузке вода и поровое давление снизится почти до нуля.

При гидростатическом состоянии в песчаных и грубодисперсных обломочных породах вся нагрузка воспринимается непосредственно их скелетом, в глинистых — гидратно-коллоидными оболочками, пленками, покрывающими частицы породы, а в уплотненных глинистых породах — их скелетом и передается от частицы к частице (от агрегата к агрегату) через сцементированные контакты между ними. В мягких глинистых породах гидратно-коллоидные оболочки противодействуют повышению плотности их сложения под действием нагрузки и уравнивают последнюю.

Толщина гидратных оболочек изменяется не только в зависимости от внешней нагрузки, но также и от гидрофильности пород, т. е. от их дисперсности, минерального состава тонкодисперсной глинистой части, емкости поглощения, состава обменных ионов и других факторов. При увеличении толщины гидратных оболочек, оказывающих пластифицирующее действие, например при увлажнении и набухании глинистой породы, прочность ее уменьшается, а деформируемость увеличивается. При уменьшении толщины гидратных оболочек вязкость связанной воды, молекулярное и электростатическое взаимодействие между частицами и их агрегатами увеличиваются, изменяется связность породы в целом и соответственно увеличивается вязкое сопротивление сжатию и сдвигу. При всех прочих равных условиях, в частности при определенной внешней нагрузке, сжимаемость водонасыщенных глинистых пород уменьшается с увеличением их глинистости, содержания более гидрофильных глинистых минералов, с повышением степени литификации и с уменьшением пористости.

Если порода наряду с молекулярными связями (тиксотропно-коагуляционными) имеет связи цементационные (конденсационно-кристаллизационные), выжимание из пор воды свободной (иммобилизованной), а затем и связанной (или, наоборот, иногда набухание породы при ее увлажнении) возможно только после разрушения цементационных связей (размягчения, растворения, разрыва расклинивающим давлением пленок воды, механическим разрушением при сжатии и сдвиге). Поэтому деформируемость таких пород вначале, пока не разрушены це-

ментационные связи или не изменились гидрофизические условия, мала, а затем значительно увеличивается. Скорость выжимания воды, а следовательно, и скорость уплотнения породы зависят, как известно, от ее водопроницаемости и скорости преодоления вязкого сопротивления движению частиц и их агрегатов друг относительно друга. Поэтому в глинах и глинистых породах гидростатическое равновесие наступает медленно, а в песках и других обломочных породах быстро.

Уплотнение глинистой породы может происходить не только под действием внешних сил, но и под действием молекулярных напряжений, развивающихся на границе твердой и жидкой фаз при высушивании породы. При этом вначале происходит испарение той части влаги, которая заполняет поры и не связана физически сколько-нибудь прочно с поверхностью частиц. Дальнейшее испарение влаги приводит к уменьшению толщины пленок воды, обволакивающих частицы породы, а это вызывает сближение частиц и как следствие уменьшение общего объема породы. Наибольшего напряжения молекулярные силы достигают на пределе усадки, после которого изменение объема породы уже не происходит. В песчаных породах на их уплотнение некоторое влияние оказывает капиллярное давление на границе раздела фаз воздух — вода.

В крупнозернистых породах молекулярные силы на контакте твердой и жидкой фаз незначительны, практически равны нулю. Поэтому пески при высушивании не уплотняются, а проявляют кажущееся разрыхление. В глинистых породах молекулярные силы могут быть значительными, поэтому породы при высыхании обычно уплотняются и приобретают большую связность. Таким образом, в зависимости от степени развития и прочности структурных связей в глинистых породах сопротивление их сжатию и разрушению может существенно изменяться.

Деформации сжатия, или, как принято говорить, компрессионные свойства песчаных и глинистых пород, зависят от следующих факторов.

1. Степени дисперсности пород — их гранулометрического состава и, следовательно, структуры. Независимо от других факторов глинистые породы, имеющие пелитовые структуры и обладающие большей пористостью, сжимаются больше и медленнее, чем песчаные, имеющие псаммитовые структуры. Поэтому осадки сооружений, возведенных на глинистых породах, более значительны и длительны (годы, десятки лет), чем на песчаных. Осадки сооружений, возведенных на песчаных породах, в общем малы и завершаются быстро, в период строительства сооружений.

2. В глинистых породах от минерального состава тонкодисперсной части. При прочих равных условиях глинистые породы более гидрофильные (монтмориллонитовые) сжимаются меньше, чем малогидрофильные (каолинитовые).

3. В песчаных породах от степени их глинистости, гумусированности и заторфованности. С увеличением глинистости, гумусированности и заторфованности песчаные породы сжимаются больше или могут быть сильносжимаемыми.

4. Физического состояния пород, плотности их сложения, влажности, пористости и скважности, обусловленных степенью литификации (окаменения), т. е. естественной уплотненности под влиянием гравитационных, геохимических и тектонических процессов. С повышением степени литификации пород сжимаемость (деформируемость) их заметно снижается.

5. Наличия и прочности структурных связей, которые сдерживают сжимаемость пород. Обычно породы с прочными структурными связями начинают заметно сжиматься (уплотняться) только тогда, когда внешняя нагрузка превысит прочность этих связей.

6. Степени водонасыщенности, так как эффективное уплотняющее напряжение в полной мере проявляется только при гидростатическом равновесии, до наступления которого поровое давление в водонасыщенных породах сдерживает их уплотнение.

7. Степени измененности физического состояния, состава и естественного сложения пород под влиянием искусственных факторов: после вскрытия их котлованами, горными выработками или извлечения из буровых скважин и разведочных горных выработок.

Разуплотнение, набухание, разрыхление пород, нарушение их естественного сложения, влажности, оттаивание или выщелачивание очень часто вызывают увеличение деформируемости.

8. Величины и характера действующей внешней нагрузки. При всех прочих равных условиях увеличение внешней нагрузки и повышение ее динамичности вызывают большую сжимаемость пород.

Таковы важнейшие факторы, оказывающие влияние на компрессионные свойства песчаных и других обломочных и глинистых пород.

Основная зависимость компрессионных свойств. Компрессионная кривая. На компрессионные свойства песчаных и глинистых пород влияют многие факторы. Это влияние в большинстве случаев может быть охарактеризовано только качественно. Количественно оно лучше всего определяется зависимостью изменения пористости пород от действующего внешнего давления. Поэтому для оценки сжимаемости (деформируемости) песчаных и глинистых пород принято исследовать влияние внешнего давления на изменение их пористости или коэффициента пористости.

Эта зависимость весьма характерна и выражается обычно в виде компрессионной кривой (рис. VIII-19), из которой видно, что определенному давлению σ_1 соответствует определенный коэффициент пористости породы e_1 . При увеличении давления

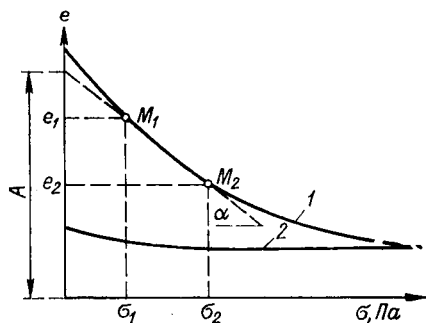


Рис. VIII-19. Компрессионные кривые.

1 — уплотнения; 2 — разуплотнения — набухания.

до σ_2 соответственно уменьшается коэффициент пористости породы до e_2 . Если изменение давления будет мало, т. е. $\sigma_2 - \sigma_1 = d\sigma$, то и коэффициент пористости изменится мало, т. е. $e_1 - e_2 = de$. На малом участке компрессионной кривой от M_1 до M_2 ее можно считать прямой. Тангенс угла наклона этого участка кривой характеризует сжимаемость породы на данном интервале давления

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{e_1 - e_2}{\sigma_2 - \sigma_1} = \frac{de}{d\sigma}.$$

Чем больше $\operatorname{tg} \alpha$, тем порода слабее, так как она более податлива, сильнее уплотняется в пределах заданного интервала давлений. Тангенс угла наклона компрессионной кривой, т. е. $\operatorname{tg} \alpha$, принято обозначать через a и называть коэффициентом сжимаемости. Следовательно, это угловой коэффициент, выражающий зависимость пористости от давления. Так как e есть отвлеченное число, а σ измеряется в паскалях или мегапаскалях, то a соответствует $1/10^5$ Па, или $1/0,1$ МПа. Приблизительно можно считать, что при небольших нагрузках (0,05—0,5 МПа) на песчаные и глинистые породы, если $a = 1/0,1$ МПа, они являются чрезмерно сильносжимаемыми и сильносжимаемыми; если a составляет сотые доли этого значения — среднесжимаемыми, а если a выражается тысячными долями — слабосжимаемыми.

Из вышеприведенного равенства следует

$$de = a d\sigma.$$

Это уравнение выражает один из основных законов механики песчаных и глинистых горных пород — закон уплотнения. Формулируется он так: «Относительное изменение объема пор породы прямо пропорционально изменению давления» [Цытович Н. А., 1963 г.]. Этот закон выражает зависимость между коэффициентом пористости породы и внешним давлением и считается справедливым в определенных условиях для различных песчаных и других обломочных и глинистых пород. Интересно отметить, что основной закон механических свойств горных пород — закон уплотнения — аналогичен закону упругости в теории сопротивления материалов. Действительно, согласно закону Гука имеем

$$\lambda = \sigma/E,$$

где относительная деформация λ прямо пропорциональна напряжению σ .

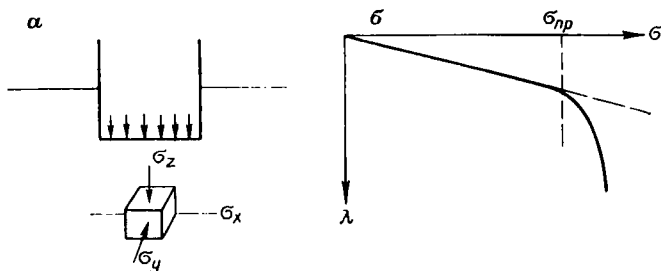


Рис. VIII-20. Зависимость между напряжениями и деформациями горных пород в основании фундаментов сооружений.

a — напряженное состояние элементарного объема породы в основании фундаментов сооружений; *b* — график зависимости деформаций пород от действующих напряжений.

Сравнивая уравнения, выражающие закон уплотнения и закон упругости, видим, что коэффициент пористости породы *e* аналогичен значению относительной деформации λ , а коэффициент сжимаемости *a* аналогичен обратному значению модуля нормальной упругости *E*.

На рис. VIII-20, *a* видим, что каждый элементарный объем породы в основании фундаментов сооружений находится в состоянии пространственного объемного напряжения — трехосного сжатия. Под воздействием этого сжатия, обусловленного весом сооружения и вышележащих толщ горных пород, породы основания деформируются.

Многочисленными исследованиями установлено, что между деформациями и напряжениями существует зависимость $\lambda = f(\sigma)$. Типичный характер этой зависимости показан на рис. VIII-20, *b*, из которого видно, что в пределах определенного интервала нагрузок (обычно до 0,5—0,6 МПа) с достаточной для практических целей точностью можно считать ее линейной, а породы в этих пределах нагрузок — линейно деформируемыми телами. Эта зависимость справедлива для самых различных песчаных и глинистых пород и выражает важнейшую общую закономерность их механических свойств — закон деформируемости [Цытович Н. А., 1963 г.]. Он позволяет в практике инженерных расчетов применять теорию упругости и для песчаных, и для глинистых пород.

Исследования показывают, что глинистые породы в природных условиях в некоторых случаях не подчиняются закону уплотнения и при одинаковом давлении могут обладать различной плотностью. Это объясняется тем, что определенная пористость породы в некоторых случаях обусловлена не только воздействием определенного давления. Сжатие осадка в процессе его накопления и при последующей литификации происходит под влиянием силы тяжести, преодолевающей силы трения и сцепления между минеральными частицами. При этом эффект

уплотнения при одинаковом давлении будет различен в зависимости от пористости и влажности породы, от минерального состава частиц, ее составляющих, от степени «глинистости», характера и прочности возникающих структурных связей, ее цементации и др. [Денисов Н. Я., 1946].

Так как коэффициент сжимаемости

$$a = (e_1 - e_2) / (\sigma_2 - \sigma_1),$$

можно написать

$$e_1 - e_2 = a (\sigma_2 - \sigma_1).$$

Раскрывая скобки и группируя члены, будем иметь

$$e_1 - e_2 = a \sigma_2 - a \sigma_1$$

или

$$e_1 + a \sigma_1 = e_2 + a \sigma_2 = \dots = e_n + a \sigma_n = \text{const.}$$

Обозначая эту постоянную величину через A , получим уравнение, связывающее пористость породы с давлением:

$$e = A - a \sigma.$$

Если в этом выражении $\sigma = 0$, то постоянная величина A будет равна коэффициенту пористости породы при давлении, равном нулю, т. е. $A = e_0$. На рис. VIII-19 величина A представлена как начальный параметр компрессионной кривой, получаемый продолжением прямой M_1M_2 до пересечения с осью ординат.

Выбор точек M_1 и M_2 на компрессионной кривой при определении коэффициента сжимаемости a не может быть случайным, а должен быть подчинен определенному правилу. Координаты точки M_1 должны соответствовать естественному природному давлению на породу σ_1 и естественному коэффициенту пористости e_1 . Координаты точки M_2 должны соответствовать конечному давлению на породу σ_2 после возведения сооружения. По конечному давлению σ_2 на компрессионной кривой находят значение e_2 .

При определении конечного давления необходимо иметь в виду, что оно должно удовлетворять следующему равенству:

$$\sigma_2 = g - h\gamma,$$

где g — давление от просектируемого сооружения, МПа; h — глубина заложения подошвы фундамента сооружения, см; γ — плотность породы, залегающей выше подошвы фундамента сооружения, г/см³. Величина $g - h\gamma$ означает давление на породу от сооружения за вычетом веса породы, т. е. фактически то дополнительное давление, которое порода воспримет после возведения сооружения.

Мерой компрессионной способности породы может быть также коэффициент относительной сжимаемости a_0 , выражаю-

щий относительную деформацию породы, т. е. представляющий сжатие слоя породы от давления σ (МПа), отнесенное к первоначальной мощности слоя. Часто коэффициент относительной сжимаемости определяют как сжатие слоя породы мощностью в 1 м под давлением σ (МПа). Этот показатель выражают в процентах или в миллиметрах на метр (осадка в миллиметрах слоя породы мощностью в 1 м).

Коэффициент относительной сжимаемости может быть вычислен по следующей формуле:

$$a_0 = 100 (\Delta h/h),$$

где a_0 — коэффициент относительной сжимаемости, %; Δh — изменение высоты образца породы при полной стабилизации ее уплотнения от данного давления; h — первоначальная высота испытуемого образца породы.

Для теоретических построений иногда необходимо выражать компрессионную кривую аналитически. Как указывал Н. М. Герсегованов [1948 г.] на основании большого числа экспериментов, проведенных разными исследователями над песчаными и глинистыми породами, эти кривые выражаются формулой

$$e = e_1 - \frac{1}{A} \ln \frac{\sigma - C}{\sigma_1},$$

где $\sigma_1 = 0,1$ МПа, а величины e_1 , A и C являются параметрами кривой. Величина C в этой формуле, как показали опыты, очень мала по сравнению с σ_1 , а потому обычно пользуются формулой

$$e = e_1 - \frac{1}{A} \ln \frac{\sigma}{\sigma_1}.$$

В таком виде эта формула отражает довольно точно очертание компрессионной кривой для всех значений σ начиная от $\sigma_1 = 0,1$ МПа. Меньшие давления практического значения для строительства не имеют. Точно такого же вида формулой может быть выражена и кривая набухания, но, естественно, при других значениях параметров e_1 и A .

При определении по компрессионной кривой (рис. VIII-19) ее параметров достаточно обратить внимание на то, что при $e = e_1$ логарифм, стоящий в правой части уравнения, обращается в нуль, а следовательно, e_1 есть ордината кривой, соответствующая давлению, равному 0,1 МПа. Если через e_c обозначить ординату кривой, соответствующую давлению $\sigma = 0,272$ МПа, то из вышеприведенного уравнения получим

$$A = 1/(e_1 - e_c).$$

При использовании выводов теории упругости и механики горных пород для учета и оценки их деформаций кроме основных параметров компрессионной кривой — коэффициента сжи-

маемости a и величины $A = e + a\sigma$ — необходимо знать и некоторые другие характеристики.

Рассматривая горные породы как линейно деформируемые тела и учитывая, что в условиях естественного залегания (или в теле земляных сооружений) они находятся в условиях объемного трехосного сжатия, при исследовании их сжимаемости (деформируемости) к ним можно применить следующие зависимости между напряжениями σ_z , σ_x и σ_y и соответствующими им относительными деформациями ϵ_z , ϵ_x и ϵ_y из теории сопротивления материалов:

$$\epsilon_z = \frac{1}{E_0} [\sigma_z - \mu (\sigma_x + \sigma_y)];$$

$$\epsilon_x = \frac{1}{E_0} [\sigma_x - \mu (\sigma_z + \sigma_y)];$$

$$\epsilon_y = \frac{1}{E_0} [\sigma_y - \mu (\sigma_z + \sigma_x)].$$

Параметры, входящие в эти уравнения, — модуль общей деформации E_0 и коэффициент поперечной деформации (коэффициент Пуассона) μ — являются количественными характеристиками механических свойств пород — их способности деформироваться при сжатии. Они считаются основными характеристиками пород при проектировании оснований зданий и сооружений и расчетах их осадок (СНиП II—15—74).

Модулем общей деформации называется коэффициент пропорциональности между напряжением и соответствующей ему относительной деформацией породы

$$\sigma_z = E_0 \epsilon_z.$$

Он равен отношению сжимающего напряжения σ_z к вызываемой им относительной деформации породы ϵ_z при сжатии в условиях без возможности бокового расширения породы

$$E_0 = \sigma_z / \epsilon_z,$$

где

$$\epsilon_z = \Delta h / h.$$

Модуль общей деформации выражают в мегапаскалях. Его определяют путем специальных полевых и лабораторных исследований или вычисляют по данным компрессионных испытаний по формуле

$$E_0 = \beta \frac{1 + e_1}{a},$$

где E_0 — модуль общей деформации, МПа; e_1 — коэффициент пористости, соответствующий по компрессионной кривой нагрузке

σ_1 ; a — коэффициент сжимаемости $1/0,1$ МПа, определяемый по компрессионной кривой для интервала нагрузок от σ_1 до σ_2 ; β — множитель для перехода от сжатия без возможности бокового расширения при компрессионных испытаниях к сжатию, имеющему место в натуре. Численно он равен: для песков — 0,76; для супесей — 0,72; для суглинков — 0,57; для глин — 0,43. Значение β определяется по коэффициенту поперечного расширения μ или коэффициенту бокового давления ξ по одной из следующих формул:

$$\beta = 1 - 2\mu/(1 - \mu)$$

или

$$\beta = \frac{(1 - \xi)(1 + 2\xi)}{1 + \xi}.$$

Модуль общей деформации есть характеристика, аналогичная модулю упругости твердых тел. Однако песчаные и глинистые породы в отличие от твердых тел обладают значительными остаточными деформациями, часто намного превышающими упругие. Поэтому модуль общей деформации этих пород в отличие от модуля упругости характеризует общие их деформации на сжатие, как упругие, так и остаточные. Следует заметить, что прямая пропорциональная зависимость между напряжениями и относительными деформациями у песчаных и глинистых пород устанавливается в пределах сравнительно ограниченного интервала давления (рис. VIII-20, б). Поэтому модуль общей деформации есть характеристика свойств рассматриваемых пород для этого ограниченного интервала давлений. Так как при проектировании и строительстве различных сооружений имеют дело с умеренными давлениями на песчаные и глинистые породы, последнее можно рассматривать как среду, в которой вполне применим такой показатель свойств.

Таким образом, для песчаных и глинистых пород в определенных пределах напряжений характерна линейная зависимость между общей их деформацией и вызывающим ее напряжением. Эта зависимость является второй основной закономерностью их механических свойств (закон деформируемости). Ее можно сформулировать так: относительная общая деформация песчаных и глинистых пород прямо пропорциональна действующим напряжениям. Вычисление модуля общей деформации производят для определенного интервала давлений. Средние его значения показаны в табл. VIII-20.

Коэффициент поперечного расширения (коэффициент Пуассона) является коэффициентом пропорциональности между поперечными и продольными относительными деформациями. Он равен отношению относительного поперечного (горизонтального) расширения ϵ_y к относительному продольному (вертикальному) сжатию ϵ_z :

$$\mu = \epsilon_y/\epsilon_z.$$

Модуль общей деформации песчаных и глинистых пород четвертичного возраста (СНИП II—15—74)

Генетические типы пород	Породы	Консистенция	Модуль общей деформации (МПа) при коэффициенте пористости						
			0,45	0,55	0,65	0,75	0,85	0,95	1 05
Обломочные различного происхождения	Пески: гравелистые и крупнозернистые среднезернистые мелкозернистые тонкозернистые	— — — —	50	40	30	—	—	—	—
			50	40	30	—	—	—	—
			48	38	28	18	—	—	—
			39	28	18	11	—	—	—
Глинистые аллювиальные, делювиальные, озерные и озерно-аллювиальные при $G \geq 0,8$	Супеси	$0 \leq B \leq 0,75$	32	24	16	10	7	—	—
	Суглинки	$0 \leq B \leq 0,25$	34	27	22	17	14	11	—
		$0,25 \leq B \leq 0,5$	32	25	19	14	11	8	—
		$0,5 < B \leq 0,75$	—	—	17	12	8	6	5
	Глины	$0 \leq B \leq 0,25$	—	28	24	21	18	15	12
$0,25 \leq B \leq 0,5$		—	—	21	18	15	12	9	
$0,5 < B \leq 0,75$		—	—	—	15	12	9	7	
Глинистые ледниковые при $G \geq 0,8$	Моренные суглинки и супеси	$B \leq 0,5$	75	55	45	—	—	—	—

Для песчаных и глинистых пород он изменяется от 0,2 до 0,5. Среднее его значение для различных типов пород по СНиП равно: крупнообломочные породы — 0,27, пески и супеси — 0,30, суглинки — 0,35, глины — 0,42.

Этот коэффициент можно вычислять также и по формуле

$$\mu = \xi / (1 + \xi),$$

где ξ — коэффициент бокового давления, показывающий, какая часть вертикального давления передается через породу в стороны. Численно он равен отношению бокового давления породы P_b к вызвавшему его вертикальному давлению P

$$\xi = P_b / P.$$

Коэффициент бокового давления изменяется в пределах от 0 до 1. По данным опытных работ различных авторов он равен для песков — 0,35—0,41, для суглинков — 0,50—0,70, для глин — 0,20—0,74. Определяется он в приборах особой конструкции или вычисляется по формуле

$$\xi = \operatorname{tg}^2 (45 - \varphi/2),$$

где φ — угол внутреннего трения породы.

Анализ компрессионной кривой. Как видно на рис. VIII-19, каждая компрессионная кривая может иметь две ветви — кривую уплотнения и кривую набухания. Кривая уплотнения показывает уменьшение коэффициента пористости с увеличением давления, а кривая набухания — его увеличение после уменьшения давления. При последовательном уплотнении породы, разгрузке и повторном уплотнении кривые уплотнения и набухания образуют петлю гистерезиса (рис. VIII-21). При этом коэффициент пористости породы после снятия нагрузки в большинстве случаев не достигает того значения, которое он имел в начале опыта. Это объясняется образованием остаточных деформаций, которые проявляются в породах. Полная деформация породы под нагрузкой S складывается из необратимой S_1 и обратимой S_2 .

Необратимые (остаточные) деформации возникают вследствие уменьшения пористости и увеличения плотности сложения породы в результате нарушения структурных связей и перемещения частиц и их агрегатов друг относительно друга. Такие деформации называют структурными [Дени-

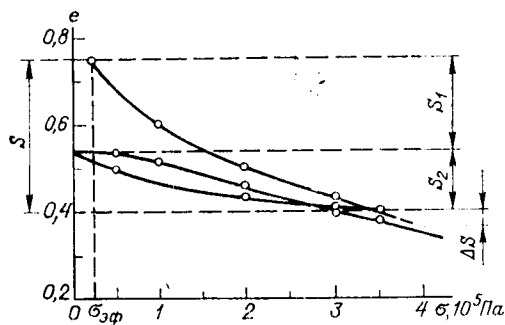


Рис. VIII-21. Компрессионная кривая с петлей гистерезиса.

сов Н. Я., 1951 г.]. В рыхлых несвязных песчаных и других обломочных породах структурные деформации протекают быстро, почти мгновенно. В глинистых породах они протекают не мгновенно, а с последствием, для их завершения требуется определенное время.

Обратимые деформации являются следствием сил упругости минеральных частиц, водных и коллоидных пленок, облегающих минеральные частицы, а также замкнутых пузырьков воды, воздуха или газов. Истинно упругие деформации протекают мгновенно и при давлениях, которые испытывают песчаные и глинистые породы от действия сооружений, ничтожны. Другая часть обратимых (восстанавливающихся) деформаций связана с изменением толщины гидратных оболочек, характерных для глинистых пород. При сближении частиц в таких породах, когда уплотняющее давление превышает силы расклинивающего давления пленок воды, т. е. когда внешнее давление превышает сорбционные силы взаимодействия породы с водой, толщина гидратных оболочек уменьшается. Косвенным показателем этого является изменение влажности породы [Ломтадзе В. Д., 1953 г.].

При разгрузке породы или свободном доступе к ней воды (увлажнении) сорбционные силы могут превысить напряжения в ее структурных связях, толщина гидратных оболочек будет увеличиваться, а это вызовет разуплотнение и набухание породы. В некоторых типах глинистых пород такие деформации могут достигать больших размеров, особенно если первоначально устранить силы, сдерживающие набухание (нарушить структурные связи, снять внешнее давление). Поэтому коэффициент пористости породы после снятия давления может оказаться большим, чем в начале опыта. У таких разгруженных пород уплотнение часто происходит не за счет изменения естественной пористости, а вследствие того, что они были предварительно разуплотнены.

Обратимые деформации, связанные с изменением толщины гидратных оболочек, по предложению Н. Я. Денисова, принято называть структурно-адсорбционными. По перемещению частиц эти деформации сходны со структурными, но по значительной роли адсорбционных явлений они отличаются от них.

Структурно-адсорбционные деформации развиваются медленно, с последствием, для их завершения необходимо продолжительное время. Медленные структурно-адсорбционные деформации, развивающиеся под действием постоянного внешнего давления, называются ползучестью.

При уплотнении песчаных и других обломочных пород развиваются главным образом необратимые деформации, структурные, а упругие имеют подчиненное значение. При уплотнении глинистых пород происходят одновременно и обратимые, и необратимые деформации — упругие, структурные и структурно-адсорбционные (табл. VIII-21).

ТАБЛИЦА VIII-21

Деформации рыхлых обломочных несвязных и глинистых мягких связных пород

Группа пород	Деформации	Развитие деформаций во времени	Характер деформаций]
Рыхлые обломочные несвязные	Обратимые	Мгновенные	Имеют подчиненное значение в породах плотного сложения
		Развивающиеся во времени	Не характерны
	Необратимые	Мгновенные	Остаточные (структурные), весьма характерны, получают развитие с малых давлений, величина их зависит от плотности сложения породы
		Развивающиеся во времени	Не характерны
Глинистые мягкие связные	Обратимые	Мгновенные	Упругие, имеют подчиненное значение
		Развивающиеся во времени	Упруговязкие (эластичные) структурно-адсорбционные, весьма характерны. Получают развитие в обычных условиях, протекают в течение месяцев, лет, десятиков лет, т. е. во времени, соизмеримом с продолжительностью испытаний пород, строительства и эксплуатации сооружений
	Необратимые	Мгновенные	Пластические, остаточные. Возникают, когда усилия превысят предел структурной прочности пород. Характерны для слабых пород. Являются структурными и частично структурно-адсорбционными
		Развивающиеся во времени	Вязкопластические, являются структурными и структурно-адсорбционными. Развиваются так же, как и упруговязкие. Весьма характерны

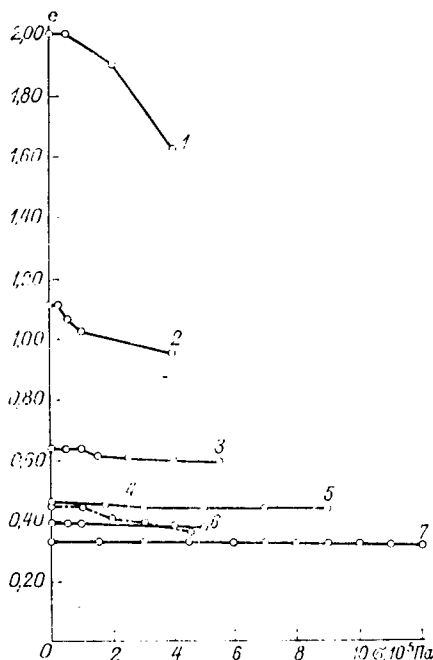


Рис. VIII-22. Компрессионные кривые различных глинистых пород.

1 — польднвые послеледниковые глинн (W=71 %); 2 — ленточные послеледниковые глинн (W=35 %); 3 — каменноугольные пластичные глинн (W=22 %); 4 — моренные суглинки (W=15 %); 5 — верхнедевонские глинн (W=17 %); 6 — кембрийские синие глинн (W=16 %); 7 — верхнепротерозойские ламинативные глинн (W=12 %).

рбционных сил — сил набухания) или прочности структурных связей. Если внешнее давление будет меньше эффективного (прочности структурных связей), деформация породы будет настолько мала, что сию можно пренебречь и рассматривать породу как квазитвердое тело.

На рис. VIII-22 видно, что разные породы имеют неодинаковую прочность структурных связей и соответственно для них неодинаково эффективное давление. Чем древнее порода, тем больше эффективное давление и тем меньше ее сжимаемость при давлении выше эффективного. Так, например, у поздних и послеледниковых глинистых пород она составляет 0,03—0,05 МПа, у моренных ледниковых — 0,1, у каменноугольных и девонских соответственно 0,1 и 0,2, у кембрийских синих глин — 0,4—0,5, а у верхнепротерозойских превышает 0,6.

При достаточно большом числе циклов нагрузок и разгрузок остаточные деформации в породах постепенно затухают, а про-

При неоднократном уплотнении и разуплотнении породы общая деформация постепенно увеличивается, так как каждое повторное давление, особенно если оно больше предыдущего, вызывает дополнительную деформацию ΔS . На кривой сжатия образуется перелом. Этот перелом, очевидно, свидетельствует о том наибольшем напряжении, которое порода испытала ранее. Перелом на кривой уплотнения образуется часто и при первом цикле загрузки породы в компрессионном приборе, если первую ступень нагрузки прикладывать небольшими долями, например по 0,01 МПа, до того момента, пока не будет зафиксирована первая деформация породы.

Это давление является эффективным, так как оно необходимо для начала сжатия и уплотнения породы, для преодоления или уравновешивания внутренних напряжений в породе (соли или прочности структурных связей). Если внешнее давление будет меньше эффективного (прочности структурных связей), деформация породы будет настолько мала, что сию можно пренебречь и рассматривать породу как квазитвердое тело.

являются лишь упругие. Порода приобретает упругое уплотненное состояние, становится малосжимаемой (рис. VIII-23).

На рис. VIII-24—VIII-27 приведены результаты испытаний верхнепротерозойских глин на компрессию, выполненных по разным схемам. На рис. VIII-24 показано влияние предварительного набухания глин, а на рис. VIII-25 — их набухание после уплотнения нагрузками до 1,5 МПа. В первом случае структурные связи в породе были нарушены расклинивающим давлением пленок воды, проникающей в породу, а во втором — действием нагрузки. На рис. VIII-24 видно, что значительная часть сжатия глин произошла в результате их предварительного разуплотнения (набухания) при свободном доступе влаги. Рис. VIII-25 показывает, что набухание глин после уплотнения происходит быстро и достигает сравнительно значительных размеров; если после такого набухания их вновь начать уплотнять, то, естественно, значительная сжимаемость их будет также результатом только разуплотнения и набухания.

На рис. VIII-26 и VIII-27 показаны результаты испытания глин на сжатие при естественной влажности. Причем как в том, так и в другом случае при давлении выше эффективного (1,6 и 1,4 МПа) глины трижды уплотнялись до 2,0 МПа и 2 раза разуплотнялись до эффективного давления, а третий раз — до нуля, т. е. выше эффективного давления получены петли гистерезиса. Из этих кривых видно, что рассматриваемые глинистые породы слабосжимаемы, обладают малыми остаточными деформациями, в них проявляются главным образом упругие деформации.

На рис. VIII-28 приведены типичные компрессионные кривые последенниковых иольдиевых глин из долины р. Кемь (Карелия). На этих кривых видно, что коэффициент пористости глин при давлении, равном нулю, соответствующий естественным условиям залегания, необычно велик. Эффективное давление для этих пород мало, оно составляет 0,02—0,05 МПа, при превышении его глины начинают сильно уплотняться. При нарушении естественного сложения сжимаемость их резко увеличивается во много раз начиная с малых давлений. При разгрузке глин после уплотнения обнаруживаются большие остаточные дефор-

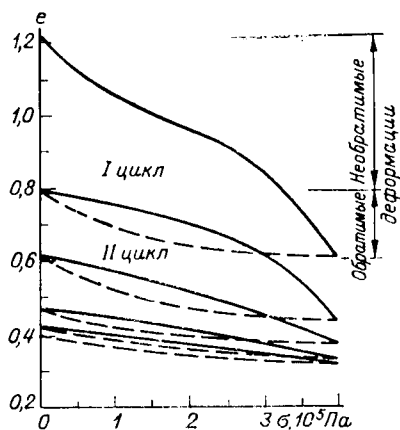


Рис. VIII-23. Изменение компрессионных свойств глинистых пород при достаточно большом числе циклов нагрузок и разгрузок.

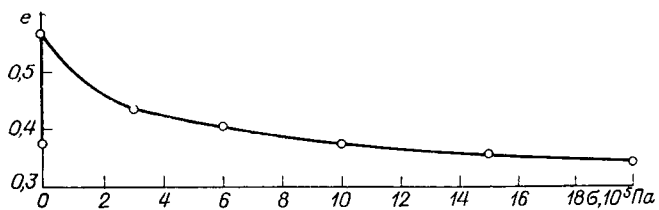


Рис. VIII-24. Компрессионная кривая ламинаритовых глин. Уплотнение глины производилось после предварительного свободного набухания.

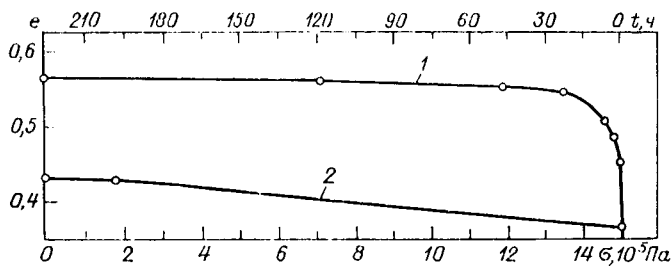


Рис. VIII-25. Компрессионные кривые ламинаритовых глин (после уплотнения глины проводилось наблюдение за их свободным набуханием).

1 — набухание; 2 — уплотнение.

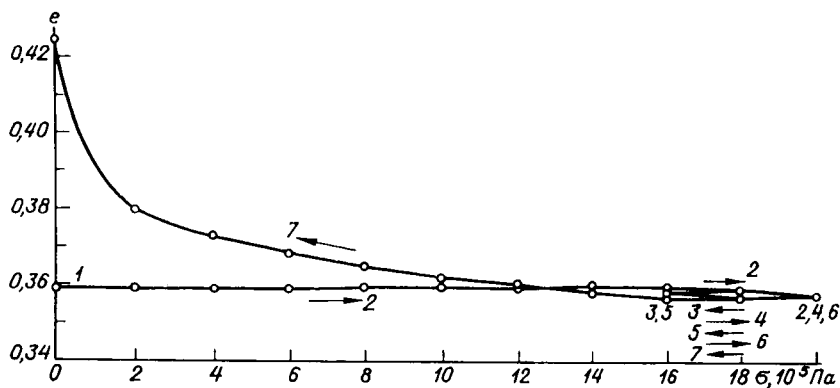


Рис. VIII-26. Компрессионная кривая ламинаритовых глин с петлями гистерезиса.

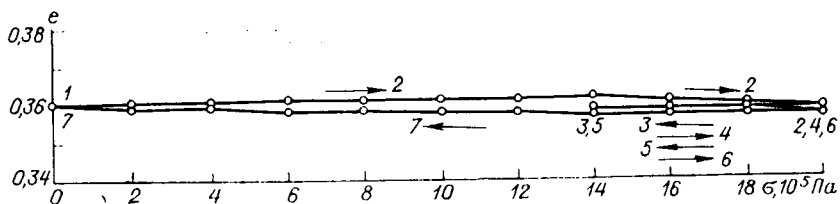


Рис. VIII-27. Компрессионная кривая ламинаритовых глин с петлями гистерезиса.

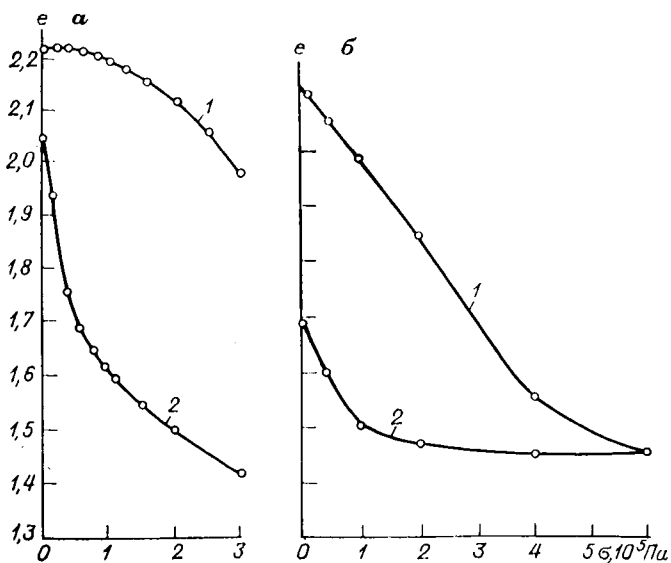


Рис. VIII-28. Компрессионные кривые польдиевых глин из долины р. Кемь. а — естественное (1) и нарушенное (2) сложение; б — кривые уплотнения (1) и набухания (2).

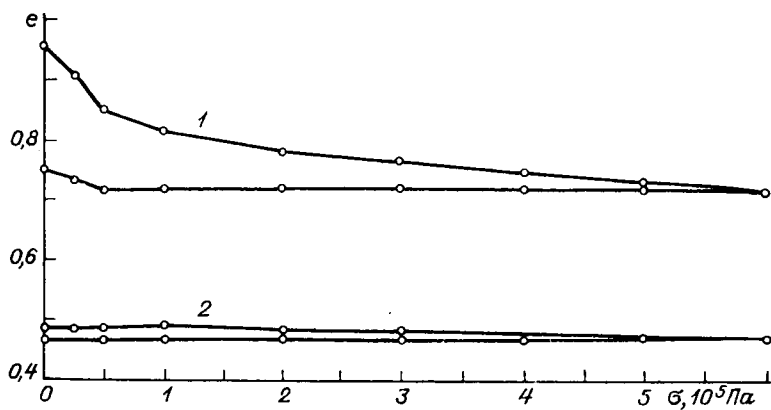


Рис. VIII-29. Компрессионные кривые мелкозернистого морского песка рыхлого сложения (1) и уплотненного трамбованием (2).

мации, которые, несомненно, являются следствием главным образом структурных деформаций.

На рис. VIII-29 приведены компрессионные кривые мелкозернистого песка рыхлого сложения и песка, уплотненного трамбованием. Песок рыхлого сложения значительно сжимаем и имеет большие остаточные деформации явно структурного характера. У песка плотного сложения сжимаемость значительно меньше, а остаточные деформации невелики. Все это показывает, что на деформируемость песчаных и вообще обломочных пород большое влияние оказывает плотность сложения.

Типы компрессионных кривых. Компрессионные свойства различных песчаных и глинистых пород неодинаковы. Их начало сжатия (эффективное давление — структурная прочность) и общая сжимаемость, деформируемость предопределены многими факторами, связанными с геологической историей их образования и существования в земной коре. Поэтому компрессионные кривые различных групп горных пород имеют свой характерный вид. Они резко отличаются у пород особого строения (лёссовые породы при замачивании), состава (засоленные породы при выщелачивании), физического состояния (мерзлые породы при оттаивании) и сложения (рыхлые породы при воздействии на них вибрации, сейсмических колебаний).

Все это дает основание выделять определенные типы компрессионных кривых и в зависимости от особенностей исследуемых пород и решаемых инженерных задач применять те или иные схемы при испытании их на компрессию.

На рис. VIII-30 приведены три характерных типа компрессионных кривых: для позднеледниковых ленточных глин, моренных суглинков валдайского оледенения и послеледниковых польдиевых глин. У ленточных глин эффективное давление оказывается равным природному. Это указывает на соответствие их плотности природному давлению и на их состояние внутреннего статического равновесия, нормальную уплотненность. У моренных суглинков эффективное давление значительно больше, чем природное, под воздействием которого они находятся. Это указывает на переуплотненное состояние породы, при котором плотность ее оказывается выше плотности, соответствующей природному давлению. Последнее является результатом их уплотнения большим давлением в прошлом. Наконец, если плотность пород меньше плотности, соответствующей природному давлению, как это имеет место у послеледниковых глин, то это указывает на недоуплотненное состояние породы. Уплотнение таких пород продолжается, состояние равновесия, консолидация их еще не достигнута. Недоуплотненное состояние пород, при котором их плотность не соответствует природному давлению, иногда может быть обусловлено физико-химическими факторами, возникновением структурных связей, задерживающих уплотнение пород.

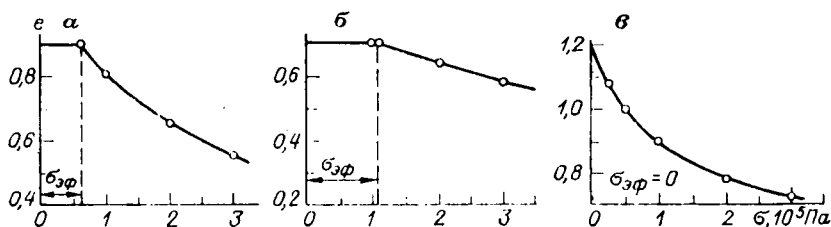


Рис. VIII-30. Компрессионные кривые глинистых пород.
 а — ленточные глины ($\sigma_{\text{пр}} = \sigma_{\text{эф}}$); б — моренные суглинки ($\sigma_{\text{эф}} > \sigma_{\text{пр}}$); в — льдистые глины ($\sigma_{\text{пр}} > \sigma_{\text{эф}}$).

Следует заметить, что установление природного состояния пород по данным компрессионных испытаний значительно осложняется, когда образцы пород извлекаются из разведочных выработок разрыхленными, разуплотненными и не дают точного представления об их свойствах в условиях естественного залегания. Это особенно заметно у слабых пород или извлекаемых с глубины более 10 м, т. е. с глубин, где они испытывают природное повышенное давление (более 0,1—0,15 МПа), а также у пород газонасыщенных [Булычев В. Г., 1948 г.].

На рис. VIII-31 приведены характерные компрессионные кривые лёссовых пород. По компрессионным свойствам эти породы отличаются от обычных глинистых. При замачивании без увеличения нагрузки они нередко дают значительные дополнительные осадки (просадки) провального характера. Основная причина просадочности лёссовых пород состоит в том, что под воздействием воды в них разрушаются структурные связи и строение, происходит оплывание макропор. Выявление просадочности этих пород по данным компрессионных испытаний заключается в определении коэффициентов макропористости и относительной просадочности [Абелев Ю. М., 1968 г.]. Если взять еди-

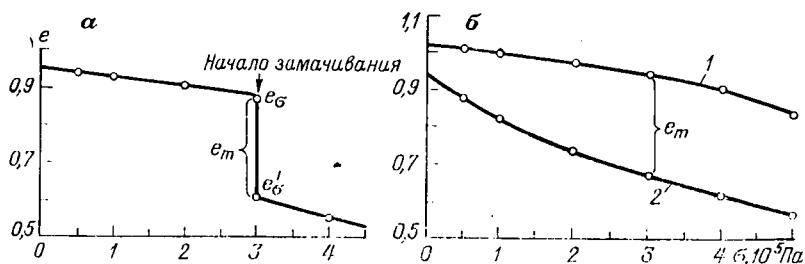


Рис. VIII-31. Компрессионные кривые лёссовых пород.
 а — при испытании пород по методу одной кривой; б — при испытании по методу двух кривых: 1 — для образца естественной влажности; 2 — для образца, искусственно увлажненного.

ницу объема лёссовой породы, то в ее сложении можно выделить объем скелета m , объем нормальных пор n' и объем макропор n'' .

Сумма $n' + n''$ составляет общий объем пор n в единице объема породы. Коэффициент пористости такой породы равен

$$e_0 = n/m = (n' + n'')/m.$$

Отношение n'/m представляет собой коэффициент нормальной пористости породы; отношение n''/m , т. е. отношение объема макропор к объему скелета, называют коэффициентом макропористости и обозначают e_m . При компрессионных испытаниях этот коэффициент вычисляют по формуле

$$e_m = e_\sigma - e'_\sigma,$$

где e_σ — коэффициент пористости породы, уплотненной давлением σ , МПа (рис. VIII-31); e'_σ — коэффициент пористости того же образца породы после искусственного увлажнения при том же давлении, МПа.

Считают, что если e_m больше нуля, то порода обладает просадочными свойствами; если e_m равен нулю или меньше его — порода обладает устойчивым сложением (образец не проседает, а иногда и набухает).

В процессе исследований часто оказывается более удобным пользоваться значениями относительной деформации (коэффициент относительной сжимаемости a_0), т. е. отношением измеренной осадки образца к его первоначальной высоте

$$a_0 = \Delta h/h.$$

Для лёссовых пород необходимо знать значение относительной деформации породы от действия одного лишь замачивания, которое называют коэффициентом относительной просадочности a_m . Его по аналогии с вышеприведенной формулой вычисляют следующим образом:

$$a_m = a'_0 - a_0,$$

где a_0 — относительная деформация породы после уплотнения ее давлением σ , МПа; a'_0 — относительная деформация того же образца породы после искусственного увлажнения при том же давлении σ , МПа.

Аналитическое определение коэффициента относительной просадочности a_m производят по формуле

$$a_m = e_m/(1 + e_0).$$

Если a_m больше 0,02, порода обладает просадочными свойствами, если a_m меньше 0,02, порода не реагирует на замачивание, сложение ее устойчиво. Значения коэффициента макропористости e_m и коэффициента относительной просадочности a_m различны при различном удельном давлении; максимальное зна-

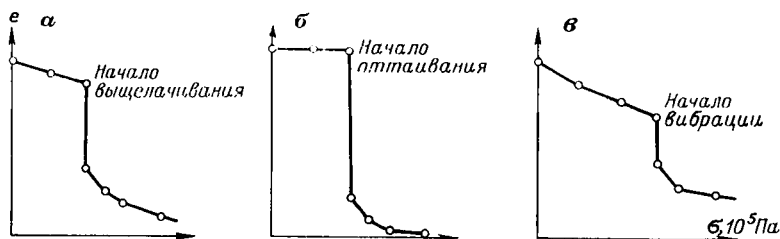


Рис. VIII-32. Компрессионные кривые просадочных пород.
 а — засоленных, при выщелачивании солей; б — мерзлых, при оттаивании; в — пород рыхлого сложения, при уплотнении вибрацией.

чение e_m и a_m часто наблюдается в интервале давлений от 0,2 до 0,4 МПа.

На рис. VIII-32 приведены еще три характерные компрессионные кривые для пород глинистых засоленных, глинистых мерзлых и песчаных рыхлого сложения. Из кривых видно, что резкое уплотнение всех трех типов пород (просадка) происходит без увеличения внешнего давления. У пород засоленных оно обусловлено выщелачиванием солей, у мерзлых — оттаиванием, у пород рыхлого сложения — воздействием колебательных движений. Этим определяются специфические деформационные свойства пород, которые необходимо учитывать при проектировании и строительстве на них сооружений.

Скорость уплотнения пород. На завершение структурных и структурно-адсорбционных деформаций в песчаных и особенно глинистых породах при уплотнении затрачивается определенное время. Если породы насыщены водой, то их уплотнение, как уже отмечено выше, возможно при выжимании воды из пор. Скорость выжимания воды, а следовательно, и скорость уплотнения пород зависит от их водопроницаемости и скорости преодоления вязкого сопротивления движению частиц и их агрегатов друг относительно друга. В соответствии с этим в глинистых породах гидростатическое равновесие наступает медленно, а в песчаных быстро. Поэтому осадки сооружений, возведенных на глинистых породах, протекают месяцы, годы, десятки лет и более, а на песчаных породах завершаются быстро, обычно в строительный период. В связи с этим прогноз скорости уплотнения представляет практический интерес главным образом для глинистых слабоводопроницаемых и гидрофильных пород. Для песчаных и других обломочных водопроницаемых пород развитие деформаций во времени обычно не прогнозируют.

Процесс уплотнения глинистых пород под постоянной нагрузкой принято называть консолидацией. Его обычно изображают в виде кривой консолидации (рис. VIII-33). Каждая кривая консолидации строится для определенной ступени давления. Они отражают зависимость между деформацией породы (сжа-

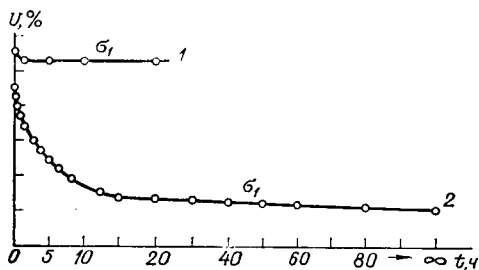


Рис. VIII-33. Кривые консолидации.
1 -- для мелкозернистого песка; 2 — для полевой глины.

тием) и временем. Для построения кривых консолидации на оси абсцисс откладывают время, а на оси ординат — значения коэффициента пористости или значения процента консолидации, вычисляемого по следующей формуле:

$$U = (\Delta h_t / \Delta h) \cdot 100,$$

где U — степень консолидации, %; Δh_t — измене-

ние высоты образца породы по истечении времени t от начала опыта; Δh — изменение высоты образца породы при полной стабилизации ее уплотнения от данного давления (конечная осадка, или деформация породы в результате приложения давления).

Кривая консолидации любых глинистых пород показывает, что вначале, непосредственно после приложения давления, их уплотнение происходит наиболее интенсивно, а затем постепенно замедляется до полной стабилизации. Поэтому кривая постепенно выполаживается.

Процесс уплотнения (консолидации) глинистых пород зависит от ряда факторов, ведущими из которых являются следующие:

1) прочность структурных связей в породах; пока эти связи не нарушены, деформация породы имеет упругий характер и протекает быстро, уплотнение же ее начинается при давлении выше эффективного;

2) водопроницаемость пород, влияющая на скорость выжигания воды из водонасыщенных пород и соответственно на скорость их уплотнения. Пока напорный градиент в поровой воде не превысит начальный для рассматриваемой глинистой породы, отжатия воды происходить не будет и уплотнение породы будет сдерживаться;

3) вязкость пород (внутреннее сопротивление частиц породы перемещению), влияющая на скорость развития структурных и структурно-адсорбционных деформаций.

Как отмечает Н. Н. Маслов, в зависимости от физического состояния, водонасыщенности и свойств глинистых пород в процессе их уплотнения могут превалировать те или другие факторы. Уплотняемость глинистых пород высокой степени литификации ограничена прочными структурными связями и высокой плотностью. Скорость уплотнения глинистых пород малой степени литификации, имеющих молекулярные тиксотропно-коагуляционные связи и особенно не полностью водонасыщенных, он-

ределяется в первую очередь их вязкостью. Скорость уплотнения таких же пород, но водонасыщенных зависит, как правило, от их водопроницаемости и действующей нагрузки. В глинистых породах вследствие малой водопроницаемости всегда наблюдается отставание деформации уплотнения от скорости увеличения нагрузки. О ходе этого уплотнения можно судить по изменению высоты образца породы, подвергающегося уплотнению, а также по изменению порового давления. Поровое давление, возникающее от действия уплотняющей нагрузки, равно

$$h = P/\gamma_w.$$

По мере отжатия воды и соответствующего уплотнения породы поровое давление постепенно уменьшается (рассасывается) и при гидростатическом равновесии становится равным начальному напору для данной глинистой породы $h = h_n$.

Так как скорость установления такого равновесия и соответственно затухания осадок сооружений зависит от фильтрационных свойств глинистых пород, первую фазу их уплотнения часто называют фильтрационной консолидацией. Для оценки скорости уплотнения пород в этом случае привлекают фильтрационную теорию уплотнения (консолидации), основывающуюся на законах и уравнениях фильтрации. Многочисленные опыты показывают, что в любых глинистых породах основная часть деформаций (составляющих 0,80—0,95 от полных) связана с фильтрационной консолидацией, а остальная часть — с развитием ползучести, т. е. медленного уплотнения пород под постоянной нагрузкой. Так как развитие деформаций ползучести продолжается и после наступления гидростатического равновесия в породе, эту фазу их уплотнения называют вторичной консолидацией. В связи с медленным развитием деформаций ползучести сколько-нибудь заметного изменения порового давления в породе при этом не происходит.

Сущность расчета времени фильтрационной консолидации глинистых пород сводится к следующему. Представим себе, что порода, насыщенная водой, уплотняется в кольце специального (компрессионно-фильтрационного) прибора постоянной нагрузкой σ . При стабилизации уплотнения в течение времени t из породы будет выжато определенное количество воды. Вычислим, какое количество воды будет отжато в процессе уплотнения породы. Для удобства все вычисления отнесем не к полной высоте (мощности) слоя породы h , а к уменьшенной h_0 , которую порода имела бы при наименьшей пористости. Эта высота, называемая приведенной, близка к высоте минеральной части (скелета) породы и в процессе сжатия практически остается неизменной. Так как объем минеральной части в 1 см^3 породы равен $1/(1+e)$, то приведенная высота слоя породы будет равна

$$h_0 = h/(1+e).$$

Коэффициент фильтрации породы, отнесенный к приведенной высоте слоя, будет равен

$$K_{\phi}^0 = K_{\phi}/(1+e).$$

Согласно закону Дарси, количество воды, выжатое из породы в процессе уплотнения, равно

$$Q = K_{\phi}^0 \frac{H_2 - H_1}{l} tF,$$

где $H_2 - H_1$ — действующий напор в поровой воде; для рассматриваемого случая он вызван постоянно действующим давлением σ и равен $H_2 - H_1 = \sigma/\gamma_{\text{в}}$; $\gamma_{\text{в}}$ — плотность воды; l — путь фильтрации воды, для рассматриваемого случая наименьший путь фильтрации равен нулю, наибольший — $h_0/2$, так как в компрессионно-фильтрационных приборах фильтрация воды происходит в две стороны — вверх и вниз; средний путь фильтрации равен $l = 1/2(0 + h_0/2) = h_0/4$; F — площадь кольца прибора, см^2 .

Введя соответствующие обозначения в формулу Дарси, будем иметь

$$Q = K_{\phi}^0 \frac{4\sigma}{h_0\gamma_{\text{в}}} Ft.$$

Так как $\sigma = \sigma_2 - \sigma_1$, то

$$Q = K_{\phi}^0 \frac{4(\sigma_2 - \sigma_1)}{h_0\gamma_{\text{в}}} Ft.$$

Объем выжатой из породы воды в процессе уплотнения может быть выражен иначе. В единице объема породы объем пор равен $e/(1+e)$. В породе, насыщенной водой, объем пор равен объему воды. При увеличении давления на породу от σ_1 до σ_2 соответственно уменьшается коэффициент ее пористости от e_1 до e_2 , объем выжатой воды при этом должен быть равен

$$Q = \frac{e_1}{1+e_1} hF - \frac{e_2}{1+e_2} h'F,$$

где h' — высота слоя породы, соответствующая коэффициенту пористости e_2 . Так как $h/(1+e_1)$ и $h'/(1+e_2)$ равны приведенной высоте слоя породы h_0 , остающейся постоянной во все время уплотнения породы, то можно написать

$$Q = (e_1 - e_2)h_0F.$$

Приравнивая это уравнение к уравнению, выведенному по формуле Дарси, будем иметь

$$K_{\phi}^0 = \frac{4(\sigma_2 - \sigma_1)}{h_0\gamma_{\text{в}}} tF = (e_1 - e_2)h_0E,$$

откуда

$$K_{\Phi}^0 = \frac{e_1 - e_2}{\sigma_2 - \sigma_1} \cdot \frac{h_0^2 \gamma_B}{4t};$$

так как

$$\frac{e_1 - e_2}{\sigma_2 - \sigma_1} = a,$$

а

$$K_{\Phi} = K_{\Phi}^0 (1 + e),$$

будем иметь

$$K_{\Phi} = \frac{ah_0^2(1+e)\gamma_B}{4t}.$$

Если коэффициент фильтрации отнести к полной высоте слоя породы h , будем иметь

$$K_{\Phi} = \frac{ah^2\gamma_B}{4(1+e)t}.$$

Откуда время t , необходимое для уплотнения слоя породы высотой (мощностью) h при увеличении давления от σ_1 до σ_2 , будет равно

$$t = \frac{ah^2\gamma_B}{4(1+e)K_{\Phi}}.$$

Из приведенного следует, что время уплотнения (консолидации) образца породы высотой h легко вычисляется, если известны коэффициент сжимаемости a , коэффициент пористости e , соответствующий постоянно действующему давлению σ , и коэффициент фильтрации K_{Φ} . Все эти исходные данные получают в результате испытания пород на компрессию и фильтрацию.

Если известно время уплотнения t образца породы высотой h , то можно определить время уплотнения T слоя этой породы мощностью H ; так как отношение времени уплотнения двух образцов одной и той же породы примерно пропорционально отношению квадратов их мощностей, т. е.

$$T/t = H^2/h^2,$$

то

$$T = t(H/h)^2.$$

Теорией фильтрационной консолидации и экспериментальными наблюдениями доказано, что между степенью консолидации породы и временем существует соотношение

$$U = f(T_u), \quad T_u = \frac{C_u}{H^2} t,$$

где U — степень консолидации, или осадка (%), которая произошла за данный период времени по отношению к полной осадке; T_u — безразмерное число, называемое фактором времени, определяющее скорость осадки в данных условиях давления; C_u — коэффициент консолидации, отражающий совместное влияние водопроницаемости и сжимаемости породы при данной пористости на скорость ее уплотнения, $C_u = K_{\phi}(1+I)/(a\gamma_v)$; H — половина высоты образца (точнее, наибольший путь фильтрации воды при уплотнении породы, если движение ее идет вверх и вниз); t — время, соответствующее значению U .

Из приведенного выражения видно, что время, необходимое для достижения определенной степени консолидации глинистой породы, растет пропорционально квадрату H и зависит от многих факторов. Необходимо отметить, что вопрос о скорости уплотнения глинистых пород наиболее разработан только для условий фильтрационной консолидации. Однако в результате исследований, выполненных на кафедре инженерной геологии Ленинградского горного института [Дашко Р. Э., 1976—1980 гг.], установлено, что при оценке уплотняемости глинистых пород малой и умеренной степени литификации до сих пор недооценивается значение деформаций ползучести. Лабораторные опыты и анализ работы разнообразных сооружений, возведенных на слабых водонасыщенных глинистых породах, показал, что отжатие воды из них происходит обычно при напорных градиентах, значительно больших, чем те, которые создаются давлением от сооружений. Мощность «зоны активной фильтрации» в основании сооружений обычно мала, особенно в породах повышенной глинистости.

Компрессионные испытания. Для исследования деформационных свойств песчаных и глинистых пород наиболее часто проводят их испытания на компрессию, которые состоят в исследовании деформации уплотнения пород без возможности бокового расширения. Сущность этих испытаний заключается в том, что породу подвергают уплотнению ступенями давления (σ_1 , σ_2 , σ_3 и т. д.) в рабочем кольце специального компрессионного или компрессионно-фильтрационного прибора (рис. VIII-34) и наблюдают за изменением ее пористости или влажности. Методика этих испытаний в настоящее время хорошо разработана, и ее описание приведено в специальной литературе [Ломтадзе В. Д., 1952, 1972 гг.; Чаповский Е. Г., 1966 г.].

Определение сжимаемости пород в процессе компрессионных испытаний можно производить несколькими методами: 1) высотным, 2) весовым, 3) высотно-весовым и 4) методом непосредственного определения пористости.

Весовой метод применим для пород, полностью насыщенных водой. Коэффициент пористости определяют по изменению влажности породы после стабилизации ее уплотнения от каждого ступени давления по формуле $e = W/\gamma_w$. Определив коэффициент

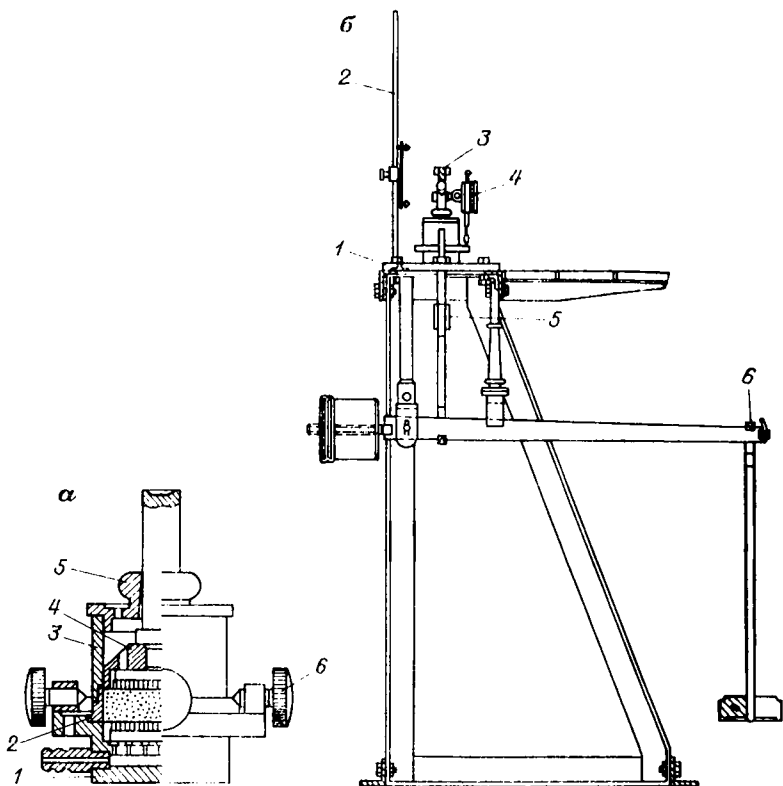


Рис. VIII-34. Компрессионно-фильтрационный прибор.

a — общий вид прибора: 1 — база прибора; 2 — рабочее кольцо; 3 — направляющий цилиндр; 4 — штамп со штоком; 5 — крышка; 6 — прижимные винты для закрепления рабочего кольца на базе прибора; *б* — рычажный пресс: 1 — станнина; 2 — пьезометр; 3 — рамка; 4 — индикатор для измерения деформаций при уплотнении; 5 — тяга для передачи давления от рычага на шток прибора; 6 — рычажный пресс.

пористости породы, соответствующий каждой ступени давления, строят компрессионную кривую и вычисляют ее параметры, характеризующие деформацию сжатия породы.

Высотный метод применим для пород различной влажности, водонасыщенных и водоненасыщенных. Сущность его состоит в том, что уплотнение породы практически возможно только за счет изменения пористости. Каждое новое значение коэффициента пористости после уплотнения породы той или иной ступенью давления равно $e_2 = e_1 - \Delta e$.

Объем минеральной части породы при этом до уплотнения ее и после не изменяется:

$$m_1 = m_2,$$

или

$$[1/(1 + e_1)] hF = [1/(1 + e_2)] (h - \Delta h) F,$$

где h и F — соответственно высота и площадь испытуемого образца породы в приборе; Δh — изменение высоты образца породы при изменении ее пористости от e_1 до e_2 при увеличении давления от σ_1 до σ_2 .

Раскрывая скобки и группируя члены, имеем

$$h(1 + e_2) = h - \Delta h(1 + e_2)$$

или

$$\Delta h(1 + e_1) = h(e_1 - e_2),$$

но

$$e_1 - e_2 = \Delta e,$$

тогда

$$\Delta e = (\Delta h/h)(1 + e_1),$$

соответственно

$$e_2 = e_1 - (\Delta h/h)(1 + e_1).$$

Таким образом, измеряя высоту образца породы в приборе в процессе уплотнения, определяют значение коэффициента пористости, соответствующее каждой ступени давления.

Из вышеприведенного следует, что относительная деформация породы от каждой ступени давления равна

$$a_0 = \frac{\Delta h}{h} = \frac{e_1 - e_2}{1 + e_1} = \frac{\alpha \sigma}{1 + e_1}.$$

Высотно-весовой метод основан на одновременном применении весового и высотного методов. При этом пористость пород до опыта и после последней ступени давления определяется весовым методом, а ее значения после каждой промежуточной ступени давления — высотным. Этот метод, как и весовой, применим при исследовании пород полностью водонасыщенных.

Наиболее надежный способ определения уплотнения пород — метод непосредственного определения их пористости до опыта и после него в сочетании с высотным методом. Для определения пористости породы до опыта и после него надо знать ее плотность и влажность. Плотность определяют методом режущего кольца, в качестве которого служит рабочее кольцо прибора. Высоту образца породы при этом измеряют микрометром с точностью до 0,01 мм. Параллельно с этим до опыта определяют плотность породы методом парафинирования по образцу, вырезанному из того же участка монолита. Совпадение данных двух методов свидетельствует о правильности загрузки рабочего кольца прибора.

При определении плотности породы после опыта необходимо учитывать ее упругую отдачу при снятии нагрузки. Для этого проводят наблюдения за показателями индикаторов. Наблюдения за уплотнением породы по индикаторам, т. е. применение высотного метода, позволяют контролировать полученные данные по общему уплотнению породы, а также распределять общую деформацию породы по отдельным ступеням давления.

В методике компрессионных испытаний важнейшее значение имеет определение эффективного давления [Ломтадзе В. Д., 1952 г.], которое необходимо приложить для установления прочностных связей или уравнивания внутренних напряжений в породе. Эффективное давление равно тому наибольшему давлению на породу, которое вызывает ее первую минимальную деформацию (0,01 мм). Следовательно, первую ступень давления при компрессионных испытаниях надо прикладывать малыми долями, а не всю сразу. При исследовании набухающих пород после определения эффективного давления прибор заливают водой и определяют давление, сдерживающее набухание (силу набухания).

Величину и число ступеней давления при компрессионных испытаниях выбирают исходя из необходимости получения плавной (нормальной) кривой уплотнения и разуплотнения. Конечную ступень давления определяют по дополнительному давлению, которое порода получит на проектной отметке или интересующей глубине после возведения сооружения.

Испытания пород на компрессию можно производить по нормальным и специальным схемам. Нормальная схема испытаний изложена выше. Она дает общую характеристику деформационных свойств пород и позволяет определять эффективное давление (прочность структурных связей), коэффициент сжимаемости, коэффициент относительной сжимаемости, модуль общей деформации, скорость уплотнения породы под тем или иным давлением и силу набухания. Кроме того, нормальная схема позволяет выявить, какую часть в общей деформации уплотнения составляют остаточные и обратимые деформации. Она позволяет судить о естественной уплотненности породы, т. е. является ли она недоуплотненной, нормально уплотненной или переуплотненной [Ломтадзе В. Д., 1952 г.]. Предварительное испытание пород на компрессию по нормальной схеме необходимо и для определения методики исследования их прочностных свойств (сопротивление сдвигу). Следовательно, исследование механических свойств породы почти всегда должно начинаться с испытания ее на компрессию по нормальной схеме.

Специальные схемы испытаний применяют при решении специальных вопросов, связанных с особенностями проектируемых сооружений или особенностями состава и состояния пород. Например, при исследовании сжимаемости пород под влиянием динамических (вибрационных) воздействий, знакопеременных

нагрузок, при предварительном разуплотнении (набухании), предварительном нарушении сложения, исследовании проработанности лёссовых пород от замачивания, засоленных при выщелачивании солей, мерзлых при оттаивании, при исследовании реологических свойств пород и т. д. Методика и режим специальных исследований определяются особо, они должны возможно точнее моделировать условия работы породы под воздействием давления сооружений или при изменении условий окружающей среды.

Сопротивление сдвигу. Сопротивление сдвигу характеризует прочность песчаных и глинистых пород, т. е. их способность сопротивляться разрушению. Последнее проявляется в нарушении сплошности породы в результате смещения (сдвига) части породы по одной или нескольким поверхностям скольжения или вдоль зоны скольжения (ослабления). Разрушение породы наступает тогда, когда касательные напряжения превышают внутреннее сопротивление.

В песчаных и других рыхлых обломочных породах внутренними силами сопротивления сдвигу (разрушению) являются силы трения, возникающие при сдвиге части породы при взаимном перемещении составляющих ее частиц. Так как трение действует внутри породы, его принято называть внутренним трением. В связных (глинистых) породах внутренними силами кроме трения являются также силы сцепления, т. е. силы структурных связей. Сцепление служит количественным выражением прочности структурных связей, действующих в объеме породы, по поверхностям скольжения или в пределах зон скольжения.

Факторы, определяющие сопротивление пород сдвигу. Трение в породах зависит от их гранулометрического состава, т. е. от размера составляющих частиц и обломков, степени однородности их состава, формы и окатанности частиц, плотности сложения и особенно действующего сжимающего давления. Чем порода более грубозерниста и неоднородна, сложена более угловатыми обломками и частицами и чем выше ее плотность, тем больше внутреннее трение. При прочих равных условиях внутреннее трение возрастает с увеличением уплотняющего давления.

Таким образом, внутреннее трение в породах зависит от ряда переменных факторов, но наиболее четко — от нормального уплотняющего (эффективного) давления. В механике горных пород эта зависимость кратко формулируется так: внутреннее трение в песчаных и глинистых породах есть функция нормального уплотняющего давления.

Силы трения действуют в любых обломочных и глинистых породах вследствие трения, возникающего между составляющими их частицами. Они тем больше, чем больше сжимающее давление. Максимальное внутреннее трение в таких породах проявляется при гидростатическом их состоянии. В песчаных породах гидростатическое равновесие при приложении давления

наступает быстро, поэтому максимальное сопротивление сдвигу этих пород проявляется быстро в полной мере. В глинистых породах гидростатическое равновесие наступает замедленно. Внешнее давление вначале частично передается на воду, заполняющую поры породы, поэтому их сопротивление трению в этот момент меньше, а затем по мере отжатия излишней воды и рассасывания порового давления постепенно возрастает и при наступлении гидростатического равновесия достигает максимума. Следовательно, максимальное сопротивление разрушению таких пород, т. е. их прочность, проявляется не сразу, а по истечении некоторого времени.

Сцепление присуще главным образом связным глинистым породам. Оно обусловлено действием структурных связей (молекулярных, ионных, ковалентных, водородных, магнитных) между частицами и агрегатами, слагающими породу. Эти связи могут быть тиксотропно-коагуляционными и кристаллизационно-конденсационными (цементационными), непрочными (пластичными) или прочными (жесткими), упругими, водоустойчивыми или водонеустойчивыми. В зависимости от природы и характера структурных связей глинистые породы обладают той или иной прочностью. Факторами, существенно влияющими на прочность структурных связей пород, являются их дисперсность, минеральный состав тонкодисперсной части, плотность сложения, влажность, состав цементирующего вещества и характер цементации, степень нарушенности естественного сложения.

Из изложенного следует, что сопротивление сдвигу песчаных пород зависит главным образом от трения, а глинистых — от трения и сцепления. Важно заметить, что сопротивление сдвигу различно не только у разных пород, но также и у одной и той же породы оно может значительно изменяться с изменением ее физического состояния или других факторов. Например, хорошо известен факт наиболее частого нарушения устойчивости горных пород на склонах и в откосах и образование оползней в периоды интенсивного их увлажнения атмосферными, поверхностными и подземными водами. В эти периоды горные породы становятся тяжелее, изменяется их физическое состояние (консистенция) и соответственно резко снижается сопротивление сдвигу. В засушливые периоды года те же породы находятся в устойчивом состоянии. Это показывает, что изучать и оценивать сопротивление пород сдвигу надо применительно к определенным условиям, выявляя при этом причины, которые могут оказать влияние на его снижение.

Основные уравнения и параметры, характеризующие сопротивление пород сдвигу. Как отмечено выше, сопротивление сдвигу песчаных и глинистых пород зависит от ряда факторов, но главным образом от нормального уплотняющего давления. В этом проявляется одна из характернейших закономерностей механических свойств песчаных и глинистых пород. На рис.

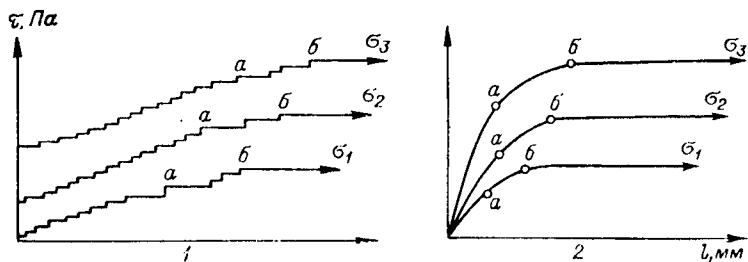


Рис. VIII-35. Графики развития деформаций под влиянием сдвигающих усилий.

1 — ход развития деформаций сдвига при приложении сдвигающих усилий ступенями; 2 — то же, при непрерывном увеличении сдвигающих усилий с заданной скоростью. σ_1 , σ_2 , σ_3 — нормальные уплотняющие нагрузки.

VIII-35 приведены графики зависимости развития деформаций сдвига от сдвигающих усилий. На этих графиках видно, что с увеличением нормального уплотняющего давления от σ_1 до σ_3 увеличивается и сопротивление пород сдвигу. Для каждого нормального давления σ_1 , σ_2 и σ_3 отмечаются две характерные точки. Точка *a* отвечает сдвигающим усилиям, создающим первую значительную деформацию породы. Выше этой точки скорость развития деформаций заметно увеличивается. Точка *a* на графиках не всегда отчетливо выделяется, но когда выделяется, то может служить контрольной для точки *b*, так как усилие, ей соответствующее, составляет 0,7—0,8 от усилия, соответствующего точке *b*. Точка *b* отвечает предельным максимальным сдвигающим усилиям, при которых наступает непрерывное смещение (деформация) породы по поверхности или вдоль зоны сдвига. Эта точка максимального сдвигающего усилия соответствует стадии разрушения породы. Сдвигающие усилия, отвечающие точкам *b*, принимаются как исходные при построении диаграмм зависимости сопротивления пород сдвигу от нормального уплотняющего давления (рис. VIII-36 и VIII-38).

На рис. VIII-36 видно, что диаграмма сопротивления сдвигу для песчаных и вообще рыхлых несвязных пород имеет вид прямой, исходящей обычно из начала координат, наклонной под углом φ к оси абсцисс. Уравнение этой прямой имеет вид

$$\tau = \operatorname{tg} \varphi \sigma_n,$$

где τ — сдвигающее усилие; $\operatorname{tg} \varphi$ — коэффициент пропорциональности, угловой коэффициент зависимости сопротивления породы сдвигу от нормального давления; σ_n — нормальное уплотняющее давление.

Так как сопротивление песчаных и других рыхлых несвязных пород сдвигу есть сопротивление внутреннему трению, то угол φ называют углом внутреннего трения, а $\operatorname{tg} \varphi$ — коэффициентом внутреннего трения. Если $\operatorname{tg} \varphi$ обозначить через f , зависимость

сопротивления сдвигу несвязных пород от нормального давления примет вид

$$\tau = f\sigma_n.$$

Эта зависимость установлена Кулоном в 1773 г. и для несвязных пород формулируется так: «Сопротивление рыхлых несвязных пород сдвигу есть сопротивление трению, прямо пропорциональное нормальному давлению» [Цытович Н. А., 1963 г.]. Это один из основных законов механики для песчаных и других несвязных горных пород.

Изучение обломочных несвязных пород показывает, что уравнение, характеризующее их сопротивление сдвигу, часто имеет вид

$$\tau = c + f\sigma_n.$$

В этом уравнении появляется параметр c , характеризующий начальное сопротивление породы сдвигу при нормальном давлении, равном нулю. В Строительных нормах и правилах этот параметр назван расчетным параметром линейности. Физический смысл его пока не получил должного объяснения. По-видимому, начальное сопротивление сдвигу связано не только с трением, но и с явлениями зацепления частиц друг за друга, с затратой сдвигающих усилий на опрокидывание, вращение и перемещение частиц в зоне сдвига.

Прочность песчаных пород в значительной степени зависит также от плотности их сложения. Многочисленные наблюдения показывают, что причина деформаций несвязных пород (особенно различных песков) или нарушения их устойчивости состоит главным образом в недостаточной плотности сложения. Как убедительно показано М. Н. Гольдштейном [1952 г.], угол внутреннего трения песков существенно повышается при увеличении плотности сложения. Так, например, при $I_d \approx 0$ он составляет 33° , а при $I_d \approx 1$ достигает $42^\circ 40'$, т. е. увеличивается почти на 10° .

Плотность песков существенно влияет и на характер развития их деформаций при сдвиге. Как видно из графиков изменения деформаций сдвига песков в зависимости от плотности сложения (рис. VIII-37), у песка плотного сложения

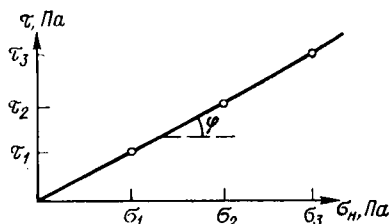


Рис. VIII-36. Диаграмма сопротивления сдвигу песчаных и других рыхлых несвязных пород.

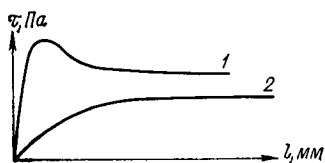


Рис. VIII-37. Графики изменения деформаций сдвига песка в зависимости от его сложения (по М. Н. Гольдштейну).

1 — плотного сложения; 2 — рыхлого сложения.

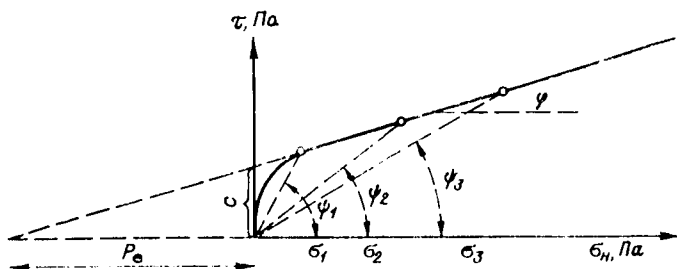


Рис. VIII-38. Диаграмма сопротивления сдвигу глинистой породы.

ния сопротивление сдвигу вначале значительное, а затем по мере развития деформации уменьшается. В плотном песке зерна уложены компактно, поэтому, для того чтобы произошел сдвиг, надо нарушить такое плотное сложение в зоне сдвига, а для этого требуется затрата дополнительного усилия. У песков рыхлого сложения, наоборот, сопротивление сдвигу вначале небольшое, но по мере развития деформаций увеличивается, так как при этом в зоне сдвига повышается плотность сложения частиц. Если пески имеют среднюю плотность (пористость) между плотным и рыхлым сложением, то в процессе сдвига она практически не изменяется. Такую пористость (коэффициент пористости) называют критической для данного песка ($n_{кр}$ или $e_{кр}$), так как при пористости выше критической он будет неустойчив от действия внешних усилий, может уплотняться и вызывать деформации возведенных на нем сооружений. Пески с естественной пористостью, меньшей критической, устойчивы и ожидать значительных их деформаций нет оснований. Все это показывает, что при прогнозе устойчивости песчаных пород важно правильно оценивать плотность их сложения — пористость, влияющую на внутреннее сопротивление сдвигу и динамическую устойчивость.

Из диаграммы сопротивления сдвигу глинистых пород (рис. VIII-38) видно, что оно состоит из двух частей: одна часть зависит от нормального давления и в известных пределах прямо пропорциональна ему, другая не зависит от нормального давления. Первая часть обусловлена внутренним трением в породе, вторая — общим сцеплением, обусловленным всеми видами структурных связей. Диаграмма сопротивления сдвигу глинистых пород имеет небольшой криволинейный и основной прямолинейный участки. Последний характеризует ту часть сопротивления пород сдвигу, которая зависит от нормального давления. Эта зависимость может быть выражена уравнением

$$\tau = c + \operatorname{tg} \varphi \sigma_{н},$$

где c — начальный параметр прямой, определяющий часть со-

противления сдвигу, не зависящую от нормального давления, — общее сцепление, МПа; остальные обозначения те же, что и выше.

Так как $\operatorname{tg} \varphi = f$, то уравнение имеет вид $\tau = c + f \sigma_n$. Это уравнение и является математическим выражением закона Кулона для связных (глинистых) пород, который формулируется так: «Сопротивление связных — глинистых — пород сдвигу есть функция первой степени от нормального сжимающего давления» [Цытович Н. А., 1963 г.]. Если обе части приведенного выше уравнения разделить на σ_n , а отношение τ/σ_n обозначить через $\operatorname{tg} \psi$, то получим

$$\operatorname{tg} \psi = \tau/\sigma_n = f + c/\sigma_n.$$

Величину $\operatorname{tg} \psi = F_{\sigma_n}$ принято называть коэффициентом сдвига. У песчаных пород он равен коэффициенту внутреннего трения $\operatorname{tg} \varphi$ и является величиной, постоянной для каждой породы при определенном ее состоянии. Для глинистых пород коэффициент сдвига — величина переменная: с увеличением нормального уплотняющего давления он уменьшается. Поэтому при знаке F_{σ_n} , обозначающем коэффициент сдвига, указывается нормальное давление σ_n , для которого он определен.

На сопротивление пород сдвигу оказывает влияние только эффективное, нормальное уплотняющее давление. Если порода водонасыщенна и ее уплотнение не достигло состояния гидростатического равновесия, то уравнение, характеризующее зависимость сопротивления песчаных пород сдвигу, должно иметь вид

$$\tau = f(\sigma_n - u)$$

и соответственно для глинистых

$$\tau = c + f(\sigma_n - u).$$

Из этих уравнений видно, что если порода не достигла гидростатического равновесия при уплотнении, ее прочность — сопротивление сдвигу — понижено. Поэтому устойчивость сооружений, возводимых на таких породах, в начальный момент низка, но может постепенно возрастать по мере уплотнения пород и рассасывания порового давления. Необходимо учитывать, что при резком изменении гидравлических условий прочность пород может значительно снижаться. Известны примеры, когда при резком уплотнении пород (под влиянием нагрузки, динамических воздействий от вибрации, взрывов, сейсмических явлений и др.) резко увеличивалось поровое давление, а это вызывало потерю прочности пород, их разжижение и как следствие аварию сооружений.

Из изложенного следует, что уравнения Кулона выражают основные закономерности изменений сопротивления сдвигу песчаных и глинистых пород. Параметры этих уравнений — угол внутреннего трения φ , коэффициент внутреннего трения f и

сцепление c — являются количественными показателями прочности пород. Примерные значения этих показателей для различных песчаных и глинистых пород приведены в табл. VIII-22 и VIII-23.

ТАБЛИЦА VIII-22
Сопротивление сдвигу песчаных пород (СНиП II—15—74)

Пески	Показатели	Сопротивление сдвигу при коэффициенте пористости			
		0,45	0,55	0,65	0,75
Гравелистые и крупнозернистые	c	0,02	0,01	—	—
	φ	43	40	38	—
Среднезернистые	c	0,03	0,02	0,01	—
	φ	40	38	35	—
Мелкозернистые	c	0,06	0,04	0,02	—
	φ	38	36	32	28
Тонкозернистые	c	0,08	0,06	0,04	0,02
	φ	36	34	30	26

Из данных, приведенных в табл. VIII-22, видно, что чем более грубозернисты пески, тем выше их общее сопротивление сдвигу. В глинистых породах (табл. VIII-23) общее сопротивление сдвигу повышается с увеличением глинистости, хотя внутреннее трение при этом уменьшается.

На диаграмме для глинистых пород (рис. VIII-38) видно, что сцепление

$$c = \operatorname{tg} \varphi P_e = f P_e,$$

где P_e — величина, эквивалентная прочности структурных связей породы. Н. А. Цытович [1951 г.] эту величину назвал давлением связности. Она определяется из уравнения

$$P_e = c / \operatorname{tg} \varphi.$$

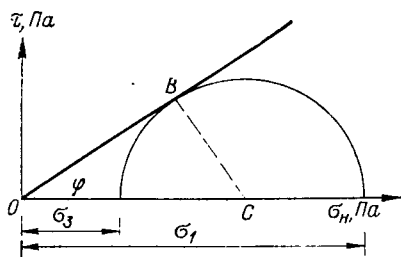


Рис. VIII-39. Диаграмма предельного напряжения сдвигу песчаной породы.

Диаграммы сопротивления сдвигу (рис. VIII-36 и VIII-38) и соответствующие им уравнения Кулона обычно строят по данным максимальных сдвигающих усилий (точки b на рис. VIII-35), поэтому они характеризуют условия предельного состояния породы — предельного равновесия, непосредственно предшествующего ее разрушению. Это условие равновесия можно

Т А Б Л И Ц А VIII-23
Сопротивление сдвигу глинистых пород четвертичного возраста (СНИП II—15—74)

Породы	Пределы консистенции	Показа- тели	Сопротивление сдвигу при коэффициенте пористости						
			0,45	0,55	0,65	0,75	0,85	0,95	1,05
Супеси	$0 \leq B \leq 0,25$	с ф	0,15 30	0,11 29	0,08 27	— —	— —	— —	— —
			0,13 28	0,09 26	0,06 24	0,03 21	— —	— —	— —
	$0,25 < B \leq 0,75$	с ф	— —	— —	— —	— —	— —	— —	— —
			— —	— —	— —	— —	— —	— —	— —
Суглинки	$0 \leq B \leq 0,25$	с ф	0,47 26	0,37 25	0,31 24	0,25 23	0,22 22	0,19 20	— —
			0,39 24	0,34 23	0,28 22	0,23 21	0,18 19	0,15 17	— —
	$0,25 < B \leq 0,5$	с ф	— —	— —	— —	— —	— —	— —	— —
			— —	— —	— —	— —	— —	— —	— —
Глины	$0 \leq B \leq 0,25$	с ф	— —	0,81 21	0,68 20	0,54 19	0,47 18	0,41 16	0,36 14
			— —	— —	— —	— —	— —	— —	— —
	$0,25 < B \leq 0,5$	с ф	— —	— —	0,57 18	0,50 17	0,43 16	0,37 14	0,32 11
			— —	— —	0,45 15	0,41 14	0,36 12	0,33 10	0,29 7

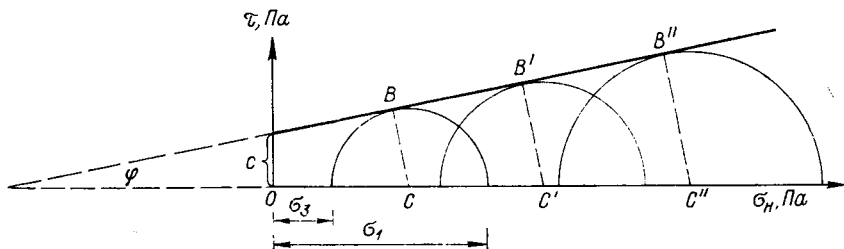


Рис. VIII-40. Диаграмма предельного напряжения сдвигу глинистой породы.

выразить также через главные напряжения, используя для этого диаграмму Мора. Способ построения такой диаграммы рассмотрен выше (см. гл. III).

На рис. VIII-39 приведена диаграмма предельного напряжения при сдвиге для песчаных, а на рис. VIII-40 для глинистых пород. На первом из них прямая OB соединяет экспериментально найденные точки, соответствующие предельному сопротивлению породы сдвигу. Из рисунка следует, что

$$\sin \varphi = BC/OC,$$

так как

$$BC = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}, \text{ а } OC = \sigma_3 + \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} = \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2},$$

то

$$\sin \varphi = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{\sigma_1 + \sigma_3}.$$

Точно так же по диаграмме сдвига для глинистых пород получим

$$\sin \varphi = \frac{(\sigma_1 - \sigma_3)/2}{\sigma_3 + (\sigma_1 - \sigma_3)/2 + c \operatorname{ctg} \varphi},$$

откуда

$$\sin \varphi = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{\sigma_1 + \sigma_3 + 2c \operatorname{ctg} \varphi}.$$

Эти уравнения являются важнейшими в теории механики горных пород, так как выражают зависимость φ от главных напряжений в момент предельного равновесия.

Методы определения сопротивления пород сдвигу. Для определения показателей сопротивления сдвигу песчаных и глинистых пород применяют различные методы, из которых наиболее распространены два: 1) испытание пород в срезных приборах и 2) испытание пород в приборах трехосного сжатия. Из них самое широкое распространение имеет первый, он рекоменду-

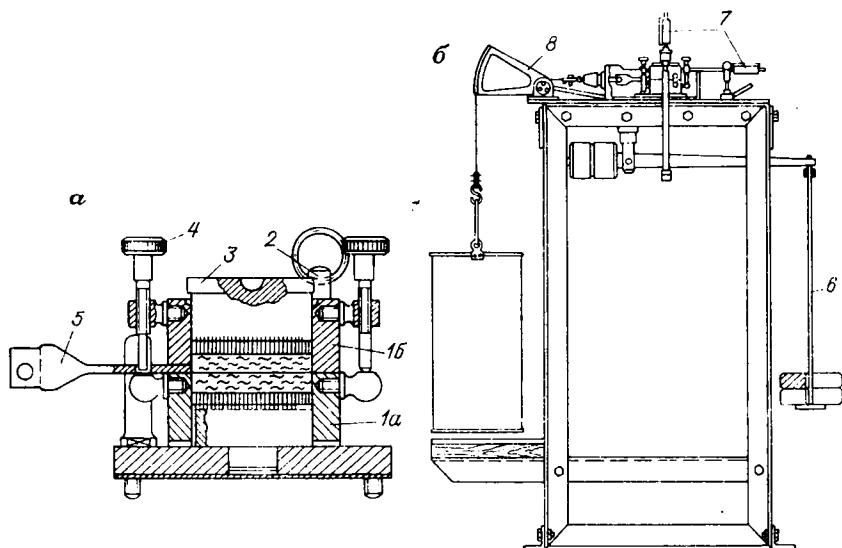


Рис. VIII-41. Прибор для испытания пород на сдвиг (срез).

а — общий вид рабочей коробки: 1 — рабочая коробка (1а — неподвижная часть; 1б — подвижная часть); 2 — шпилька для скрепления обеих частей рабочей коробки при загрузке прибора; 3 — штамп; 4 — подъемные винты; 5 — тяга; 6 — станина; 6 — рычажный пресс для передачи нормальной уплотняющей нагрузки; 7 — индикаторы для измерения деформации породы при испытаниях; 8 — двухступенчатый шкив для передачи сдвигающих усилий.

ется ГОСТ 12248—78 при исследованиях пород для строительства всех видов зданий и сооружений.

Метод испытания пород в срезных приборах состоит в определении сопротивления их сдвигу путем среза (сдвига) части образца породы по заранее фиксированной поверхности. Схема одного из распространенных срезных приборов показана на рис. VIII-41. Образец породы правильной цилиндрической формы (диаметром 50—70 и высотой 15—20 мм) помещают в рабочую коробку прибора, которая состоит из двух половинок — нижней неподвижной и верхней подвижной. Нормальное уплотняющее давление на породу передается штампом. Сдвигающее (срезающее) усилие прикладывается с помощью тяги, двухступенчатого шкива и загрузочного ведра. Деформации породы при испытаниях измеряют индикаторами. При отсутствии специальных заданий определение внутреннего трения и сцепления породы производят при трех вертикальных уплотняющих давлениях (например, 0,1; 0,2 и 0,3 или 0,1; 0,3; 0,5 МПа). Для этого опыт на сдвиг производят 3 раза по отдельным образцам породы, вырезанным из одного и того же монолита. Обработка результатов испытаний включает построение графиков зависимости деформаций породы от сдвигающих уси-

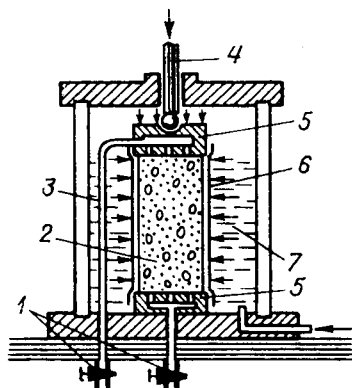


Рис. VIII-42. Прибор для испытания пород на трехосное сжатие (стабилометр).

1 — краны; 2 — образец; 3 — соединительные трубки; 4 — шток; 5 — верхний и нижний поршни; 6 — резиновая оболочка; 7 — камера.

лий (рис. VIII-35), построение диаграммы зависимости сопротивления породы сдвигу от нормального давления (рис. VIII-36 или рис. VIII-38) и определение коэффициента внутреннего трения и сцепления.

Испытание пород на трехосное сжатие основано на использовании специальных приборов, называемых стабилометрами (рис. VIII-42). В этих приборах образец породы цилиндрической формы в тонкой резиновой оболочке помещают в камеру прибора между верхним и нижним штампами. Поверхности штампов, прилегающие к торцам образца, имеют пористые фильтры или металлические решетки, свободно пропускающие воду. Всестороннее (трехосное) давление на образец передается при помощи воды, глицерина или другой жидкости, нагнетаемой в камеру. Помимо этого давления через шток при помощи прессы на образец передается осевое давление. Таким образом создается добавочное давление p (сверх всестороннего) на торцы образца породы (рис. VIII-43, а). Это давление является девиатором напряжений. В этих условиях осевое давление будет наибольшим главным напряжением $\sigma_1 = \sigma_2 + p$, а промежуточное и наименьшее главные напряжения σ_2 и σ_3 равны давлению в камере, т. е. $\sigma_2 = \sigma_3$. В процессе испытаний измеряют осевые (продольные) и поперечные деформации образца породы.

Если при испытаниях всестороннее давление поддерживать постоянным, а осевое постепенно увеличивать, то образец породы можно довести до разрушения. Этого же можно достичь, если осевое давление сохранять постоянным, а всестороннее уменьшать. Зависимость относительных осевых деформаций от добавочных напряжений $p = \sigma_1 - \sigma_2$ будет иметь вид, показанный на рис. VIII-43, б.

По данным испытаний одного образца для песчаных пород и двух-трех образцов при различных значениях всестороннего давления для глинистых пород строят диаграммы Мора (рис. VIII-39 и VIII-40). Касательные к предельным кругам напряжений на этих диаграммах удовлетворяют соответствующим уравнениям Кулона. Они с осью абсцисс образуют угол φ , а на оси ординат отсекают отрезок, равный c .

Испытания пород на трехосное сжатие правильно моделируют их напряженное состояние в естественных условиях залегания и дают достаточно надежные данные о сопротивлении

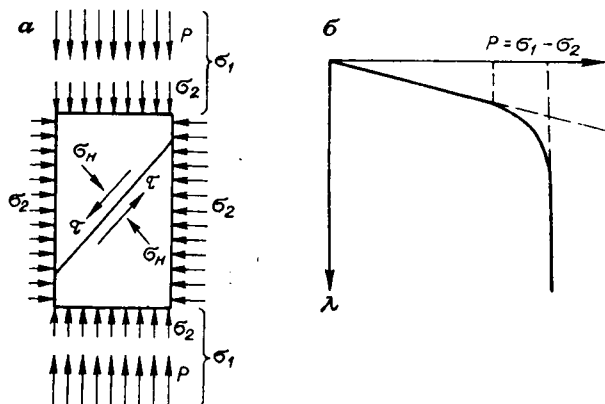


Рис. VIII-43. Схема испытаний пород на трехосное сжатие.
 а — передача напряжений на породу; б — график развития деформаций.

сдвигу, но они более сложны, чем испытания в срезных приборах. Поэтому они не могут быть массовыми в условиях производственных исследований.

Выше было отмечено, что максимальное сопротивление пород сдвигу проявляется при гидростатическом равновесии, т. е. когда их влажность и плотность будут соответствовать действующему уплотняющему давлению и уплотнение достигнет стабилизации. В связи с этим значения показателей сопротивления пород сдвигу (их прочности) будут существенно зависеть от применяемого режима испытаний, но прежде всего от способа подготовки, проведения и условий дренирования пород. В соответствии с этим современная методика лабораторных исследований прочности песчаных и глинистых пород должна учитывать влияние этих факторов и в зависимости от конкретных условий применять ту или иную схему испытаний, главными из которых можно назвать следующие.

1. Испытание пород по схеме быстрого сдвига без предварительного уплотнения, при уплотняющих нагрузках, не превышающих структурной прочности пород, природного давления или веса сооружений. В этом случае сдвигающее (разрушающее) усилие передается равномерно и непрерывно в возрастающем порядке до разрушения породы. Результаты испытаний по этой схеме точнее, чем по другим, характеризуют природную прочность пород или в начальный момент воздействия на них давления от сооружений.

2. Испытание пород по схеме медленного сдвига после предварительного полного уплотнения — в условиях завершённой консолидации, при уплотняющих давлениях, соизмеримых с весом сооружений. В этом случае сдвигающее (разрушающее) давление передается ступенями в возрастающем порядке до

разрушения породы. Каждая новая ступень давления прикладывается после завершения деформаций от предыдущей. Данные таких испытаний характеризуют прочность пород при гидростатическом состоянии. Эту схему часто называют «стандартной», она рекомендуется ГОСТ 12248—78.

3. Испытание пород при условии свободного оттока воды в течение опыта, или, как принято говорить, в условиях открытой системы. При такой схеме обеспечивается полная консолидация породы от каждой ступени давления. Следовательно, эта схема выполнима только при медленном сдвиге. Данные испытаний при этом удовлетворяют уравнению $\tau = c + f\sigma_n$.

4. Испытание пород в условиях невозможности оттока воды, т. е. в условиях закрытой системы. В этом случае не вся внешняя нагрузка является эффективной, так как часть ее воспринимается поровой водой. Эта схема выполнима при быстром сдвиге. Результаты опытов при этом должны удовлетворять следующему уравнению: $\tau = c + f(\sigma_n - u)$.

Выбор схемы испытания пород на сдвиг определяется рядом конкретных условий. При производственных исследованиях песков целесообразно применять главным образом срезные приборы, испытывать их при давлениях, соответствующих природным или весу сооружений, без предварительного уплотнения, по схеме быстрого сдвига и, естественно, в условиях открытой системы. Испытания следует производить на образцах естественного сложения или при плотности, соответствующей естественным условиям залегания пород или определенно заданной. Выбор схемы испытаний глинистых пород более труден. В этом случае надо учитывать их состав, особенно минеральный, физическое состояние, степень водонасыщенности, склонность к набуханию или к просадкам. Важно знать прочность структурных связей (эффективную нагрузку по компрессионным испытаниям), природное давление, которое они испытывали, и предполагаемое давление от сооружений.

Государственным стандартом при проектировании и строительстве всех видов зданий и сооружений рекомендуется схема 2, т. е. медленный сдвиг после полного предварительного уплотнения. В этом случае целесообразно применять главным образом срезные приборы, испытания вести в условиях открытой системы под водой или при естественной влажности пород, при уплотняющих давлениях, соизмеримых с давлениями, предполагаемыми от веса сооружений или природными. На стадиях предварительных исследований, когда важно иметь представление о природной прочности пород, целесообразно кроме схемы 2 использовать также схему 1. При проектировании сооружений на слабых водонасыщенных глинистых породах кроме основной схемы изучения сопротивления сдвигу желательно проводить исследования в стабилометрах, в условиях закрытой системы при быстром и медленном темпе разрушения.

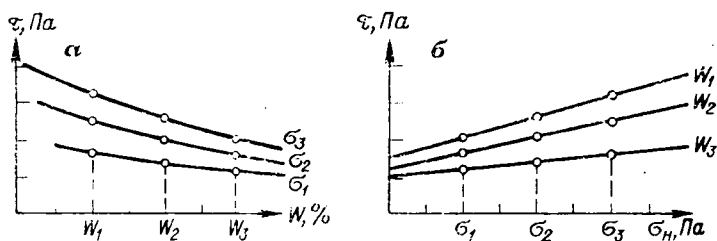


Рис. VIII-44. Графики испытания пород на сдвиг по методу Н. Н. Маслова. а — график изменения сопротивления породы сдвигу при изменении ее влажности; б — зависимость изменения сопротивления породы сдвигу от нормальной нагрузки при данной влажности.

Определение сопротивления пород сдвигу по методу Н. Н. Маслова. Сопротивление глинистых пород сдвигу в условиях естественной плотности и влажности может оказаться значительно меньшим, чем в условиях полного обжатия под нагрузкой. Поэтому для глинистых пород, особенно их слабых разновидностей, важно устанавливать сопротивление сдвигу при различной степени уплотнения (консолидации) под нагрузкой, т. е. при различной влажности (рис. VIII-44). Метод таких испытаний был разработан Н. Н. Масловым. Он позволяет определять сопротивление пород сдвигу для любого промежуточного состояния уплотнения под нагрузкой от сооружения. При этом Н. Н. Маслов рекомендует пользоваться следующим основным уравнением:

$$\tau_{\sigma W} = c_W + \sigma_{\text{сооруж}} \operatorname{tg} \varphi_W,$$

где $\tau_{\sigma W}$ — сопротивление глинистой породы сдвигу в зависимости от приложенного к ней давления и достигнутой к данному моменту влажности W ; c_W — сцепление, зависящее от состояния влажности породы; φ_W — угол внутреннего трения породы при влажности W .

Для начального момента приложения давления на породу сопротивление сдвигу равно

$$\tau_{\text{нач}} = c_{W_{\text{нач}}} + \sigma_{\text{сооруж}} \operatorname{tg} \varphi_{W_{\text{нач}}}.$$

Для конечного момента, т. е. для момента достижения полной стабилизации уплотнения породы от давления $\sigma_{\text{сооруж}}$, сопротивление сдвигу равно

$$\tau_{\text{кон}} = c_{W_{\text{кон}}} + \sigma_{\text{сооруж}} \operatorname{tg} \varphi_{W_{\text{кон}}}.$$

В любой промежуточный момент величина τ может изменяться от $\tau_{\text{нач}} = \tau_{\text{min}}$ до $\tau_{\text{кон}} = \tau_{\text{max}}$ и устанавливаться по соответствующим значениям c_W и φ_W , которые определяются экспериментально следующим образом. Три или четыре серии образцов, вырезанных из одного монолита, уплотняют давлением

$\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3, \dots, \sigma_n$ в течение разного времени (1 мин, 15 мин, 2 ч, 16 ч). В результате каждый образец приобретает свою степень консолидации и соответственно влажность $W_1, W_2, W_3, \dots, W_n$. При этих влажностях (плотностях) производят испытания их на сдвиг, по данным которых затем строят графики, показанные на рис. VIII-44.

Определение сопротивления пород сдвигу по методу А. А. Ничипоровича. По этому методу сопротивление пород сдвигу устанавливают при определенной плотности (пористости), т. е. при состоянии, отвечающем условиям их естественного залегания или искусственно созданным.

Как известно, обратная ветвь компрессионной кривой (кривая набухания) при нагрузках до 0,05—0,1 МПа имеет малый наклон к оси абсцисс, что указывает на небольшие изменения плотности породы при разгрузке. Это свойство кривой набухания дает возможность использовать ее для получения образцов породы с практически одинаковой плотностью. Для этого серию образцов уплотняют наибольшим давлением, при котором будет испытываться порода, например до σ_4 . После стабилизации уплотнения производят испытание на сдвиг одного образца при максимальном уплотняющем давлении, т. е. при σ_4 , а остальных — при меньших, т. е. при σ_3, σ_2 и σ_1 . Результаты испытаний изображают в виде обычного графика (рис. VIII-45), характеризующего сопротивление глинистой породе сдвигу при определенной плотности. Если произвести несколько циклов опытов с одной и той же глинистой породой, но разной степени плотности (уплотненной различными максимальными давлениями), получим график, изображенный на рис. VIII-46. Из этого графика следует, что относительная роль трения и сцепления в общем сопротивлении породы сдвигу изменяется при изменении ее плотности. При повышении плотности возрастает сцепление и уменьшается трение, при уменьшении плотности сцепление уменьшается, а относительная роль трения возрастает.

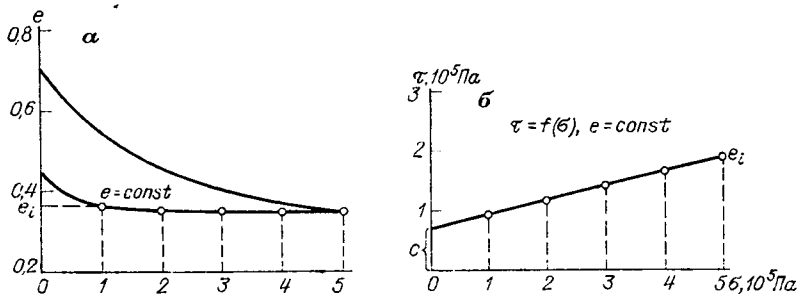


Рис. VIII-45. Графики, поясняющие испытание пород на сдвиг по методу А. А. Ничипоровича.

а — компрессионная кривая с обратной ветвью разгрузки (кривая набухания); *б* — график сопротивления глинистой породе сдвигу при определенной ее плотности.

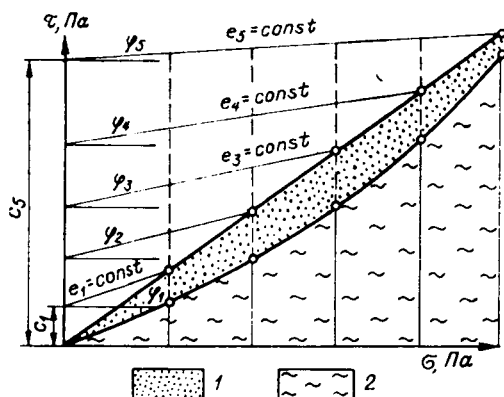


Рис. VIII-46. График изменения сопротивления глинистой породы сдвигу в зависимости от ее плотности.

1 — часть сопротивления сдвигу, определяемая трением; 2 — часть сопротивления сдвигу, определяемая сцеплением.

В заключение следует заметить, что существующие методы исследования сопротивления пород сдвигу нельзя противопоставлять, так как каждый из них учитывает различные особенности работы породы под нагрузкой. Поэтому каждый метод должен применяться в зависимости от конкретных условий: состава, состояния песчаных и глинистых пород и от особенностей проектируемого сооружения.

Реологические свойства. Для глинистых пород, как и для многих разностей полускальных, характерны реологические свойства. Это такие механические свойства, которые проявляются при изменении напряженно-деформируемого состояния горных пород во времени. В глинистых породах они проявляются в их способности медленно пластически деформироваться при неизменном напряженном состоянии, часто при нагрузках, меньших, чем разрушающие (ползучесть), в уменьшении (расслаблении) напряжения, необходимого для поддержания постоянной деформации породы (релаксация), и в способности снижать прочность при увеличении времени воздействия нагрузки (длительная прочность). Так как глинистые породы в зависимости от степени развития структурных связей и их прочности могут занимать промежуточное положение между жидко- или вязкотекучими и твердыми телами, их напряженно-деформируемое состояние, т. е. развитие деформаций во времени при том или ином напряжении, будет изменяться.

В реологии для наглядного представления об особенностях деформации реальных тел их идеализируют и представляют в виде моделей. В таких реологических моделях упругость, свойственную телам, изображают пружиной, трение — параллельными пластинами, а вязкость — поршнем. Комбинируя различ-

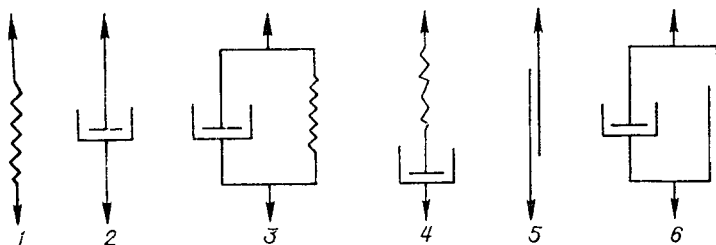


Рис. VIII-47. Реологические модели различных тел.

1 — упругого (Гука); 2 — вязкожидкого (Ньютона); 3 — упруговязкого (Кельвина — Фохта); 4 — упруговязкого (Максвелла); 5 — пластичного; 6 — вязкопластичного (Бингама — Шведова).

ным образом эти элементы, получают модели упругих, упруго-вязких, вязкопластичных, пластичных, вязкожидких и других сред (рис. VIII-47). Зависимости, которые связывают напряжения, деформации и их производные во времени, показывают в виде реологических кривых и реологических уравнений состояния.

В настоящее время предложено более двух десятков моделей различных тел и реологических уравнений состояния. Наиболее характерными из них, часто используемыми при изучении закономерностей деформаций горных пород, являются следующие.

1. Уравнение, выражающее закон упругих тел — закон Гука,

$$\sigma = E\lambda.$$

Относительная деформация λ прямо пропорциональна напряжению σ (рис. VIII-48, а). Модуль упругости E является коэффициентом пропорциональности между напряжением и деформацией.

2. Уравнение, выражающее закон вязких жидкостей — закон Ньютона,

$$\sigma = \eta \frac{d\lambda}{dt}.$$

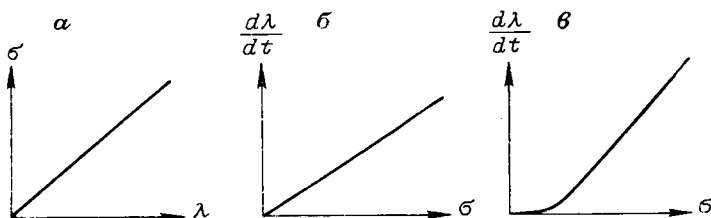


Рис. VIII-48. Реологические кривые.

а — упругого тела; б — вязкожидкого; в — вязкопластичного.

Скорость деформации $d\lambda/dt$ (производная по времени) прямо пропорциональна напряжению σ (рис. VIII-48, б). Коэффициент вязкости η — коэффициент внутреннего сопротивления перемещению частиц в породе. В вязких средах их деформация — вязкое течение — возникает при любых нагрузках, отличных от нуля.

3. Уравнение, выражающее закон вязкопластичных тел, каковыми являются большинство различных глинистых пород, — закон Бингама — Шведова,

$$\sigma - \sigma_0 = \eta \frac{d\lambda}{dt}.$$

Скорость деформации $d\lambda/dt$ прямо пропорциональна напряжению выше предельного $\sigma > \sigma_0$ для данного тела (рис. VIII-48, в).

Горные породы, особенно различные глинистые, кроме упругости и вязкости обладают свойством пластичности, т. е. свойством пластического течения при напряжениях, превышающих определенный предел σ_0 , называемый предельным напряжением сдвига (при испытаниях на сдвиг) или пределом текучести (при испытаниях на сжатие). Этот предел характеризует изменение (перепад) сил внутреннего сопротивления породы деформациям. В глинистых породах он определяется прочностью структурных связей и по существу является пределом их структурной прочности. При разрушении структурных связей в глинистой породе развиваются пластические деформации. Так как они протекают во времени, их следует называть вязкопластическими.

Реологические кривые глинистых пород четвертичного и дочетвертичного возраста (рис. VIII-49 и VIII-50) показывают, что предел структурной прочности у первых составляет малые доли мегапаскаля, а у вторых — десятки доли мегапаскаля. Соответственно переход их из твердого, а пород четвертичного возраста как бы твердого состояния в пластичное происходит при различных напряжениях. Такое различие в структурной прочности пород объясняется различной степенью их литификации и соответственно различным физическим состоянием.

При нагрузках, превышающих предел структурной прочности, у всех глинистых пород развиваются пластические деформации, протекающие с постоянной скоростью, но у каждой глинистой породы до определенного значения действующего давления, выше которого скорость пластических деформаций заметно или резко возрастает и приобретает прогрессирующий характер. Такой характер развития деформаций указывает на изменение внутренних сопротивлений породы деформациям. При нагрузках, вызывающих деформации, протекающие с постоянной скоростью, процесс разрушения и восстановления структурных связей в породе имеет равновесный характер, при больших

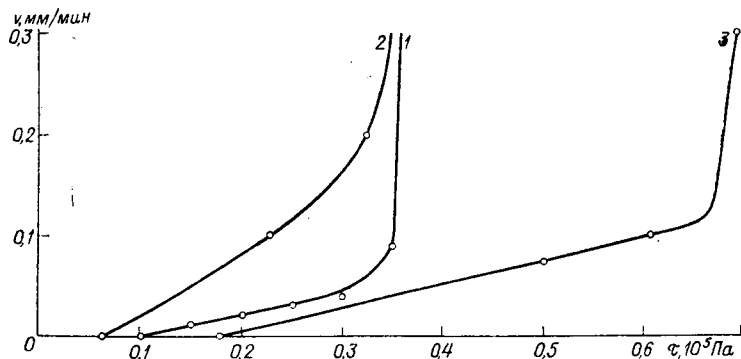


Рис. VIII-49. Реологические кривые глинистых пород четвертичного возраста ($\sigma = 0,025$ МПа).

1 — морские глины последнелидовые ($W = 72\%$); 2 — озерно-ледниковые глины позднеледниковые ($W = 31\%$); 3 — моренные суглинки валдайского оледенения ($W = 13\%$).

нагрузках начинает превалировать нарушение связей и скорость деформации возрастает.

Как известно из гл. III, развитие деформаций горных пород при постоянном действующем давлении характеризуется следующими стадиями: 1) начальной, условно-мгновенной, 2) неустановившейся, затухающей ползучести, 3) установившейся ползучести и 4) прогрессирующей (разрушающей) ползучести (рис. III-24).

Все эти стадии характерны и для глинистых пород, причем в зависимости от их петрографических особенностей,

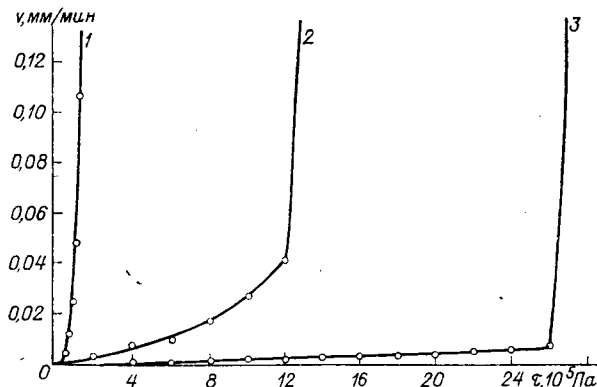


Рис. VIII-50. Реологические кривые глинистых пород дочетвертичного возраста ($\sigma = 0,2$ МПа).

1 — каменистоугольные пластичные глины ($W = 22\%$); 2 — верхнедевонские известковые глины ($W = 17\%$); 3 — верхнепротерозойские ламинаритовые глины ($W = 12\%$).

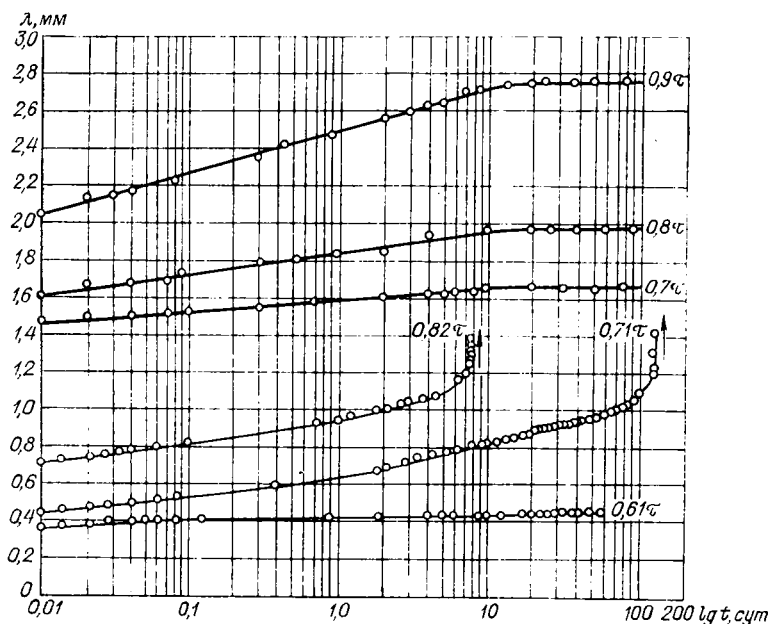


Рис. VIII-51. Кривые ползучести позднеледниковых глин района Ленинграда (толстые линии) и послеледниковых глин из долины р. Кемь, Карелия (тонкие линии).

физического состояния и действующего давления процесс ползучести может иметь затухающий или прогрессирующий характер. На рис. VIII-51 приведены кривые ползучести позднеледниковых глин района Ленинграда ($W=37\%$) и послеледниковых глин из долины р. Кемь (Карелия, $W=80\%$). Кривые ползучести позднеледниковых глин имеют затухающий характер даже при давлении, составляющем 0,9 от разрушающего, тогда как у послеледниковых глин они имеют явно незатухающий характер и завершаются стадией прогрессирующей (разрушающей) ползучести.

Способность глинистых пород противостоять давлению существенно зависит от достигнутой скорости деформации ползучести. Поэтому основной характеристикой при оценке возможного влияния ползучести глинистых пород на устойчивость сооружений служит предел допустимой ползучести, или просто предел ползучести (по Я. Л. Когану), определяемый либо по равномерной скорости ползучести, либо по суммарной деформации.

Пределом ползучести по равномерной скорости ползучести называется максимальное касательное напряжение при заданном нормальном напряжении, вызывающее определенную допустимую для данного сооружения скорость деформации на ста-

дии установившейся ползучести. Пределом ползучести по суммарной деформации называется максимальное касательное напряжение при заданном нормальном напряжении, вызывающее пластическую деформацию определенного допустимого значения за срок службы сооружения.

Изучение и учет реологических свойств глинистых пород необходимы также в связи с возможностью понижения их прочности во времени. Как показывают исследования, снижение прочности различных глинистых пород во времени может достигать 70 % от условно-мгновенной (быстрый сдвиг) и до 10—50 % от стандартной (медленный сдвиг). Такое снижение прочности глинистых пород во времени в условиях незатухающей ползучести связано с расслаблением (релаксацией) сил сцепления в породе вследствие разрушения структурных связей, разуплотнения породы, появления микротрещин и т. п. Потери прочности породы во времени на стадии неустановившейся затухающей ползучести, как считает большинство исследователей, не происходит.

Напряжения, соответствующие переходу деформации от стадии установившейся незатухающей ползучести к стадии прогрессирующей ползучести, отвечает пределу длительной прочности, или просто длительной прочности породы. Поэтому для глинистых пород, так же как и для полускальных, важно различать обычную прочность — условно-мгновенную, или «стандартную», и длительную. Условно-мгновенная прочность характеризуется напряжением, вызывающим разрушение породы при сравнительно быстром ее нагружении (испытания по схеме быстрого сдвига). Стандартная прочность соответствует напряжению при сравнительно медленном ее нагружении (испытания по схеме медленного сдвига). Длительная же прочность обуславливается напряжением, которое вызывает разрушение породы через какой-то промежуток времени t в процессе развития деформации ползучести или когда деформация достигнет предельного значения.

На рис. VIII-52 показаны кривые длительной прочности глинистых пород. Первая кривая получена для позднеледниковых глин района Ленинграда, а вторая — для послеледниковых глин из долины р. Кемь. Как видно, послеледниковые глины в процессе развития деформаций ползучести, как и большинство других глинистых пород, снижают прочность примерно на 30 %, тогда как у позднеледниковых глин она вначале снижается, а затем постепенно восстанавливается. Следовательно, у некоторых разностей глинистых пород наряду со снижением прочности во времени при деформации имеет место восстановление прочности — упрочнение. Природа таких явлений в настоящее время еще не выяснена. Поэтому одной из важнейших задач исследований реологических свойств глинистых пород является изучение их длительной прочности и ее природы.

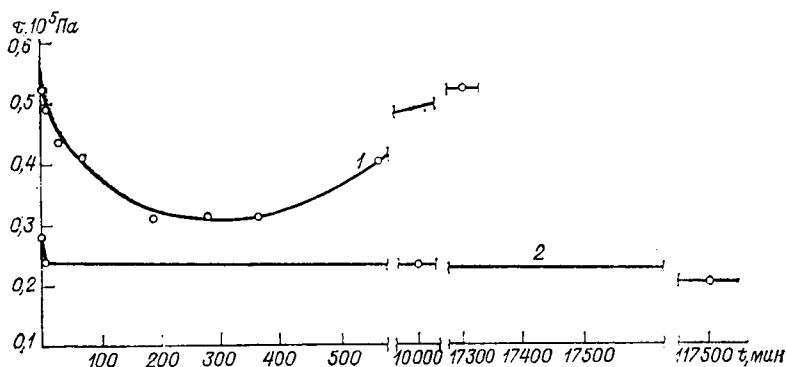


Рис. VIII-52. Кривые длительной прочности глин позднеледниковых (1, $W = 20\%$) и послеледниковых (2, $W = 80\%$).

Инженерно-геологическая классификация глинистых пород. Если рассмотреть особенности формирования различных генетических типов глинистых отложений (как и песчаных), а затем процессы литификации, преобразующие их состав, состояние и свойства, можно сделать вывод, что свойства глинистых пород связаны со всей историей их развития в земной коре, где они переходят из одной зоны в другую, постепенно утрачивают одни признаки и свойства и приобретают новые. Степень их литификации количественно может быть охарактеризована показателями физико-механических свойств. При таком подходе сразу намечается определенная естественная генетическая ветвь подразделения глинистых пород. В основе этого подразделения лежат происхождение пород и степень литификации, выражением которых является петрографический тип породы с определенным внешним обликом, составом, определенными структурными и текстурными признаками, состоянием и физико-механическими свойствами.

В предлагаемой инженерно-геологической классификации глинистых отложений и пород I группу составляют илы современных континентальных, лагунных и морских бассейнов, представляющие собой *отложения предельно малой степени литификации*. Их естественная влажность выше $75-80\%$, плотность скелета обычно не превышает $0,6-0,8 \text{ г/см}^3$, пористость достигает $75-80\%$ и более, а коэффициент пористости составляет единицы (3—4). Они обычно имеют явно- или скрыто-текучее состояние. Свободная вода в составе этих отложений преобладает над связанной, концентрация минеральных частиц в единице объема осадка мала, поэтому молекулярные взаимодействия между ними (структурные связи) ослаблены и имеют тиксотропно-коагуляционный характер. Прочность предельно мала. Коэффициент сдвига $\text{tg}\varphi < 0,20$. Обладают спо-

способностью к тиксотропным превращениям. Под давлением свободно уплотняются, из них легко выжимается свободная вода. Пластическая прочность не превышает тысячных и сотых долей мегапаскаля. Они сильно и неравномерно сжимаемы: $a > 10^4$ Па; E_0 составляет доли единицы, редко первые единицы мегапаскаля.

Илы подразделяются по гранулометрическому и минеральному составу, по составу и содержанию органического вещества, емкости поглощения, составу обменных катионов и степени засоления. В эту группу должны быть включены также различные современные почвы как органо-минеральные континентальные образования предельно малой степени литификации. Отложения, образующие I группу, со строительной точки зрения представляют собой весьма слабые породы.

II группу составляют разнообразные континентальные, лагунные и морские глинистые *породы малой степени литификации*. Это чаще мягкие, малоуплотненные разности различных гранулометрического и минерального состава и свойств. Они встречаются преимущественно среди четвертичных и реже среди более древних отложений, залегающих на небольшой глубине от поверхности земли.

Породы этой группы характеризуются высокой естественной влажностью (более 30—35 %), иногда достигающей 75—80 % (например, иольдиевые глины). Плотность их скелета изменяется от 0,6—0,8 до 1,35—1,40 г/см³, пористость от 40—45 до 75—80 %, коэффициент пористости близок к единице, а иногда значительно больше единицы. Коэффициент естественной уплотненности K_d не превышает 0,2—0,4, равен нулю или меньше нуля. Они обычно имеют явно- или скрыто-вязкотекучую или пластичную консистенцию, молекулярные взаимодействия между минеральными частицами ослаблены развитием водных и водно-коллоидных сольватных пленок, оказывающих пластифицирующее (размягчающее) действие. Структурные связи имеют тиксотропно-коагуляционный характер. В порах может находиться и свободная иммобилизованная вода. При малых давлениях оказывают некоторое сопротивление сдвигу, имеют упругие свойства (структурная прочность мала — малые доли мегапаскаля), при повышении давления в них быстро развиваются пластические деформации. Пластическая прочность их составляет сотые доли мегапаскаля, редко достигает 0,08—1 МПа. Сопротивление сдвигу $\text{tg}\varphi < 0,20$. Они сильно и неравномерно сжимаемы: $a > 0,01$ МПа; $a_0 > 40 \div 50$ мм/м; E_0 равен единицам мегапаскаля.

Остаточные деформации значительно превышают упругие и сопутствуют им даже при малых нагрузках, имеют преимущественно структурный характер. Период релаксации напряжений непродолжителен. Для них характерны явления ползучести, связанные с медленными пластическими деформациями и от-

жатию иммобилизованной воды под действием постоянной внешней нагрузки или гравитационного уплотнения. Благодаря большой сжимаемости и малому сопротивлению сдвигу породы этой группы являются сравнительно слабыми. В эту группу входят также лёссовые породы.

III группу составляют разнообразные породы континентального, лагунного и морского происхождения *средней степени литификации*. Они представляют собой уплотненные разности глинистых пород различных гранулометрического и минерального состава и свойств. В эту группу входят породы четвертичные и более древние, испытывавшие относительно повышенную гравитационную нагрузку и действие геохимических факторов.

Для всех уплотненных разностей глинистых пород характерна умеренная естественная влажность — от 12—14 до 25—30, реже до 35 %. Плотность скелета изменяется от 1,35—1,40 до 1,90 г/см³, пористость от 25—30 до 40—45%, коэффициент пористости меньше единицы, а коэффициент естественной уплотненности K_d равен единице или больше нее. Породы имеют скрыто-вязкопластичную или полутвердую консистенцию, содержат только связанную воду. Силы молекулярного взаимодействия между частицами значительны. Некоторое значение могут иметь и связи кристаллизационно-конденсационные. Прочность пород повышена. Коэффициент сдвига $\text{tg}\varphi = 0,20 \div 0,40$. Пластическая прочность измеряется десятками долями и единицами мегапаскалей. Деформации имеют структурный или структурно-адсорбционный характер. При умеренных давлениях глинистые породы III группы имеют упругие свойства, при повышении усилий развиваются пластические деформации. Остаточные деформации значительны и сопутствуют упругим. Период релаксации напряжений значителен. Для них характерны явления ползучести, связанные с весьма медленными пластическими деформациями и отжатием сольватных слоев воды. Уплотнение носит характер затрудненной или замедленной консолидации [Ломтадзе В. Д., 1953 г.]. Они среднесжимаемы: $a = 0,01 \div 0,001$ МПа; $a_0 = 20 \div 40$ мм/м; $E_0 = 10 \div 40$ МПа. По показателям физико-механических свойств породы этой группы могут служить вполне удовлетворительным основанием сооружений.

IV группу составляют породы континентального, лагунного и морского происхождения *высокой степени литификации*. Выделение различных генетических типов среди континентальных образований затруднено в связи со значительной их изменчивостью. Типичными представителями этой группы являются разнообразные аргиллиты, встречающиеся среди коренных пород платформенных и складчатых областей.

Естественная влажность аргиллитов изменяется от 3—4 до 12—15 %, плотность скелета от 1,90 до 2,40—2,50 г/см³ (изредка больше), пористость может изменяться от 4—5 до 25—30 %, коэффициент пористости обычно меньше 0,3, коэффициент есте-

ственной уплотненности больше единицы. Аргиллиты обладают прочными кристаллизационно-конденсационными связями наряду с молекулярными. Наличие сольватных прослоек не экранирует полностью силы молекулярного взаимодействия между частями, но оказывает пластифицирующее действие. Эти породы можно считать представителями полутвердых тел. Они обладают некоторой жесткостью, но иногда скрыто-тугопластичны. При умеренных нагрузках проявляют упругие свойства. Для некоторых характерны явления упругих последствий благодаря замедленным деформациям пленок связанной воды. Временное сопротивление сжатию не превышает долей единицы или единиц мегапаскалей. Пластическая прочность измеряется единицами мегапаскалей; $tg\psi > 0,40$. При нагрузках, вызывающих разрушение структурных связей, аргиллиты переходят в пластическое состояние с большим периодом релаксации. Уплотнение носит характер замедленной консолидации, сопряжено с разрывом структурных связей и деформацией сольватно-адсорбционных слоев связанной воды. Они слабосжимаемы: $a < 0,001$ МПа; $a_0 < 20$ мм/м; E_0 составляет десятки мегапаскалей. Деформации структурные и структурно-адсорбционные. В недрах Земли в области повышенных давлений явления ползучести связаны не только с перекристаллизацией некоторых компонентов, но и с медленным гравитационным уплотнением, сопровождающимся отжатием связанной воды. Эти породы могут служить хорошим естественным основанием для различных сооружений.

В группу образуют породы *предельно высокой степени литификации*. Это полускальные породы переходного типа от осадочных к метаморфическим: сланцеватые аргиллиты и отчасти глинистые сланцы, встречающиеся как в платформенных, так и особенно в складчатых областях. Для сланцеватых аргиллитов характерны следующие показатели физических свойств: естественная влажность не превышает 4—5 %, плотность скелета близка к плотности минеральной части и в среднем равна 2,65—2,70 г/см³, пористость не превышает нескольких процентов. Они обладают прочными кристаллизационно-конденсационными связями и являются представителями твердых тел. При напряжениях до предела пропорциональности их деформации имеют упругий характер, при превышении этого предела сланцеватые аргиллиты становятся хрупкими, растрескиваются, деформации их необратимы. Временное сопротивление сжатию измеряется единицами и десятками мегапаскалей. Пластическая прочность измеряется единицами мегапаскалей; $tg\psi$ обычно $> 0,40$. Они слабосжимаемы: $a < 0,001$ МПа; $a_0 < 20$ мм/м; E_0 составляет десятки мегапаскалей. Прочность пород определяется прочностью структурных связей и слагающих минеральных образований. Деформации сопряжены с разрывом как структурных связей, так и кристаллов различных минералов и зависят

в значительной степени от трещиноватости пород. В недрах Земли — в области повышенных давлений и температуры — характерны явления ползучести в виде медленных деформаций минеральных компонентов и перекристаллизации при определенном внешнем давлении. Эти породы могут служить вполне надежным естественным основанием для различных, в том числе тяжелых, сооружений.

Исходя из предлагаемой классификации, можно определять методику полевого и лабораторного изучения глинистых пород, разрабатывать более детальные классификации для определенных районов, строительных площадок или толщ глинистых пород и давать предварительную инженерно-геологическую их оценку.

**ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ
ХАРАКТЕРИСТИКА И ОЦЕНКА ГОРНЫХ ПОРОД
И ОТЛОЖЕНИЙ ОСОБОГО СОСТАВА,
СОСТОЯНИЯ И СВОЙСТВ**

IX-1. Общие сведения

По общей инженерно-геологической классификации горных пород V группу составляют породы особого состава, состояния и свойств (см. гл. I). В нее входят илы, торфы и заторфованные породы, соли и засоленные породы, многолетнемерзлые породы, резко изменяющие свою прочность, деформируемость и устойчивость при оттаивании, искусственно отсыпанные (техногенные) породы и почвы. Таким образом, породы этой группы различны по составу, происхождению и свойствам. Однако общим для них со строительной точки зрения является то, что каждый генетический тип и петрографический вид пород этой группы характеризуется специфическими свойствами, требует применения специальных методов исследования и индивидуальной оценки. Все эти породы в основном слабые, условия строительства на них строительными нормами и правилами в большинстве случаев не регламентируются, однако с ними часто приходится встречаться и вести на них строительство.

Разнообразные генетические типы и петрографические виды отложений и пород V группы в инженерно-геологическом отношении изучены неодинаково и несравненно слабее, чем породы других четырех групп. Поэтому ниже приводятся инженерно-геологическое описание и оценка только некоторых из них.

IX-2. Инженерно-геологические характеристика и оценка илов

Илами называются современные осадки, образовавшиеся главным образом в результате накопления мелко- и тонкодисперсного материала механическим или химическим путем на дне морей, лагун, озер, болот, водохранилищ и на поймах рек. В соответствии с этим следует различать илы морские, лагунные, озерные, болотные и аллювиальные. Пространственно они связаны только с теми или иными водоемами и являются их современными свежееотложившимися, слабыми, водонасыщенными осадками, обладающими рядом характерных особенностей. Эти особенности и представляют первостепенный интерес при опре-

делении методики полевых и лабораторных исследований их физико-механических свойств, при оценке прочности, деформируемости и устойчивости как в условиях естественного залегания, так и под воздействием инженерных сооружений, а также при определении условий производства строительных работ.

По гранулометрическому составу илы могут быть супесчаными, суглинистыми, глинистыми, а также мелко- и тонкозернистыми песчаными. Крупно- и грубообломочные современные отложения — песчаные, гравийные, галечные и др. — илами не называют. Следовательно, илы — это отложения определенных фациальных условий. Для них характерно повышенное (до 2—3 %) или высокое (до 10—12 %) содержание органики, уменьшающееся с глубиной. В засушливых климатических зонах они иногда содержат водорастворимые соли в тонкодисперсном виде или в виде крупных кристаллов, друз, прослоек и слоев. Среди глубоководных современных осадков распространены илы известковистые и др. В типичных терригенных глинистых и песчаных илах обычно высокое содержание пылеватых частиц. Поэтому илы наиболее часто имеют пелитовую, алевропелитовую, фитопелитовую, мелко- и тонкозернистую псаммитовую, алевропсаммитовую и фитопсаммитовую структуры. Текстура их различна, но чаще они однородные — «массивные» или неясно-слоистые, реже — циклически-слоистые.

В минеральном составе тонкодисперсной части морских илов обычно преобладают глинистые минералы из группы гидрослюд и монтмориллонита, а в составе илов пресноводных бассейнов также из группы гидрослюд и каолинита. В грубодисперсной части преобладают главным образом первичные реликтовые минералы. Нередко в илах наблюдается повышенное содержание карбонатов даже в тонкодисперсной части. В составе поглощающего комплекса как морских, так и пресноводных илов обычно основное место занимают Ca^{2+} и Mg^{2+} , а Na^+ и K^+ подчиненное, хотя от этой закономерности бывают и отклонения. Емкость поглощения изменяется в широких пределах в зависимости от их глинистости, гумусированности и т. д.

Как уже отмечалось в гл. IV, в каждом свежееотложившемся осадке, образующем толщу илов, происходят процессы диагенеза, изменяющие состав, состояние и свойства осадков и превращающие их в горные породы. Эти процессы развиты в толще илов, измеряемой единицами, реже одним-двумя десятками метров.

Таким образом, илы как осадки субаквального происхождения являются образованиями начальной стадии формирования мелко- или тонкозернистых песчаных и глинистых пород. Поэтому на суше они существовать не могут так же, как и на больших глубинах под толщей других отложений. Точно так же не может быть по своей природе иловатых суглинков, супесей и глин, описание которых иногда встречается в литературе.

В период накопления осадков в водном бассейне свободная вода в их составе преобладает над водой связанной, а концентрация минеральных частиц в единице объема осадка мала. Влажность илов обычно достигает 70—80 % и более, коэффициент пористости измеряется единицами, а плотность скелета нередко равна 0,8—0,9 г/см³, показатель относительной влажности $W_{отн}$ илов измеряется обычно единицами. Минеральные частицы, как и осадок в целом, сильно гидратированы. Взаимодействия между минеральными частицами, возникающие при коагуляции (структурные связи), весьма ослаблены (тысячные доли, мегапаскалей, редко 0,01 МПа), хотя часто и обуславливают их скрытотекучее состояние.

Прочность илов предельно мала, поэтому разделение общего сопротивления их сдвигу на трение и сцепление нецелесообразно. Сопротивление сдвигу илов зависит не от нормального давления, а в основном от скорости развития деформаций [Сорокина Г. В., 1964 г.]. Угол естественного откоса стремится к нулю. При приложении к илам даже малых усилий они быстро переходят в текучее состояние, хотя при экспериментах и обнаруживают некоторое начальное сопротивление — прочность структурных связей. При этом пластическая прочность измеряется тысячными долями мегапаскаля.

Под действием вертикальных нагрузок деформации илов характеризуются свободным уплотнением, сопровождающимся выжиманием свободной воды, а при сравнительно быстром приложении таких нагрузок гидродинамическое давление, создающееся в них, вызывает их выпор из-под нагрузки. Коэффициент сжимаемости илов α измеряется 0,2—0,3 МПа, а модуль общей деформации E_0 глинистых разностей равен 0,1—0,5 МПа, суглинистых и супесчаных изменяется от 1,0 до 2,0—2,5 МПа.

Илы, как правило, являются отложениями недоуплотненными и чувствительными к изменениям естественного сложения, после механического нарушения которого они способны восстанавливать свое состояние и прочность структурных связей, т. е. обладают способностью к тиксотропным превращениям. Этому способствуют возникновение и развитие явлений синерезиса (сближение частиц под влиянием поверхностных сил с частичным вытеснением воды). Поэтому естественное состояние илов в образцах не сохраняется, даже если они хорошо запарафинированы.

Приведенная характеристика илов указывает на то, что они действительно образования слабые, обладающие характерными, резко выраженными специфическими свойствами. Строительство на них возможно при условии применения специальных мер по искусственному улучшению их свойств (уплотнение, укрепление, дренирование вертикальными песчаными дренами) или обеспечения нечувствительности сооружений к большим и неравномерным осадкам (пояса жесткости, осадочные швы и др.). Проверенным способом строительства на илах является применение

свайных оснований и устройство подушек из каменной наброски. Наконец, важнейшее требование — правильное установление предельных нагрузок и сохранение естественного сложения илов в основании фундаментов.

IX-3. Инженерно-геологическая характеристика и оценка торфов и заторфованных пород

Торф — это горная порода органического происхождения, образовавшаяся в результате накопления и разложения органических остатков, главным образом растительных, в болотах и на заболоченных участках, содержащая примеси песчано-глинистого материала. Он является основным генетическим типом болотных отложений. По Строительным нормам и правилам (СНиП II—15—74) торфом называют породу, содержащую более 60 % растительных остатков. Породы, содержащие от 10 до 60 % растительных остатков, называют заторфованными.

По внешнему виду торф в зависимости от степени разложенности растительных остатков (гумификации) представляет собой более или менее волокнистую, землистую или пластичную вязкую массу бурого цвета с различными оттенками от светло-бурого до темно-бурого и черного. Сухое вещество его состоит из растительных остатков разной степени гумификации, гумуса (хорошо или полностью разложившейся органики) и минеральных веществ, остающихся после сгорания торфа в виде золы.

В зависимости от условий образования и строения болот существенно изменяются состав и свойства болотных отложений — торфа и заторфованных пород, а следовательно, и условия строительства на них. Болота образуются в тех местах, где имеется избыток влаги, насыщающей самые верхние горизонты отложений земной коры или застаивающейся на их поверхности. Наиболее благоприятны для образования болот влажный климат, равнинный рельеф или пониженные элементы рельефа и близкое к поверхности земли залегание подземных вод. Образование болот обычно сопровождается развитием болотной растительности и накоплением растительных остатков при ее отмирании.

Образование болот может быть связано либо с заболачиванием суши, либо с зарастанием водоемов. Заболачивание суши может происходить различными способами. Болота могут возникать на ровных плоских поверхностях или в понижениях рельефа, где скапливаются дождевые и талые воды, а испарение недостаточно. Такие верховые (моховые) болота особенно широко распространены на водораздельных пространствах. Главным торфообразователем в них является мох — сфагнум (белый), в составе болотных отложений всегда наблюдается малое содержание примесей терригенного материала, так как условия для его привноса здесь неблагоприятны. Поэтому торф таких болот малозольный.

Образование болот может происходить также и на пологих склонах, и в основании склонов вследствие избыточного увлажнения рыхлых отложений подземными и атмосферными водами. Такие болота имеют смешанное питание, и их обычно относят к типу переходных. Образование торфа здесь происходит за счет разложения мхов, травяной, кустарниковой и древесной растительности. Осадки таких болот имеют повышенное содержание минеральных примесей, так как условия для их приноса благоприятны. Торф обладает средней зольностью. Он нередко переслаивается с глинистыми и песчано-глинистыми отложениями делювиального происхождения.

Широко распространено заболачивание суши в местах периодических разливов рек, затапливания и подтапливания пойменных террас и аллювиальных равнин. Болота образуются и на приморских равнинах при периодическом затапливании их морем. Вследствие того что развитие таких болот происходит на пониженных участках рельефа, их обычно называют низинными или луговыми. Основным источником питания их являются поверхностные речные, озерные или морские воды, а также грунтовые аллювиальные, нередко с повышенной минерализацией. Торф низинных болот образуется при разложении травянистых растений (осоки, камышей, тростников и др.), зеленых гипновых мхов, а также кустарниковой и древесной растительности. Этот торф содержит большое количество минеральных примесей, нередко образующих слои и горизонты ила и песчано-глинистого материала. В отложениях низинных болот встречаются также горизонты погребенных почв. Для этих отложений весьма характерна слоистость, обусловленная присутствием слоев, горизонтов или линзовидных залежей, состоящих преимущественно из минеральных осадков, накапливающихся в периоды разливов, половодий, чередующихся со слоями, богатыми органическими остатками, образующимися при меженных уровнях. В северо-западных районах европейской части СССР известны примеры переслаивания торфа с мощными слоями иольдиевых глин, отложившихся в периоды трансгрессии иольдиевого моря. Торф низинных болот обладает повышенной или высокой зольностью.

Общеизвестно образование болот за счет зарастания озерных водоемов растительностью или путем нарастания на их поверхности слябины — растительного покрова. В обоих случаях заболачивание водоема сопровождается накоплением на его дне минерального и органического ила. Зарастание водоема происходит водными и водно-болотными растениями, укрепляющимися на его дне. При этом они распределяются поясами по зонам глубины и расстояния от берега (рис. IX-1). При перемещении береговой линии внутрь зарастающего водоема на пологом склоне его дна отлагаются новые слои по тем же зонам глубины. Последовательное отложение растительного материала

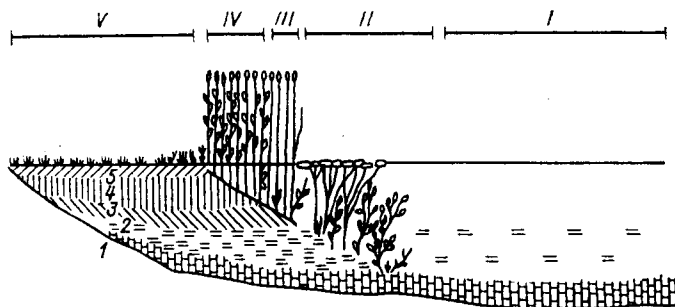


Рис. IX-1. Схема зарастания водоема с пологими берегами.

Зоны (в горизонтальном направлении): I — планктонная, II — водных лилий и рдестов, III — камышей, IV — тростников, V — осок; вертикальный разрез: 1 — известковый сапропель, 2 — тонко- и трубодетритовый сапропель, 3 — камышовый торф, 4 — тростниковый торф; 5 — осоковый торф.

и ила создает слои торфа, состоящего из одинакового, но не одновременно отложившегося материала. Так постепенно водоем мелеет и затем оказывается полностью выполненным болотными отложениями. Заболачивание водоема может происходить и путем развития сплавины в виде надвигающегося с берега по воде зыбучего покрова из мхов и цветковых растений (рис. IX-2). Сплетение корневищ растений образует в этом случае плавающий по водной поверхности растительный массив, под которым накапливается ил, обычно имеющий жидкую текучую консистенцию.

Таким образом, при образовании болот в них накапливаются определенного типа осадки, состоящие из растительных остатков, органических и минеральных седиментов (минеральный и органический илы). Среди болотных отложений преобладает торф.

Процесс разложения органических веществ, как известно, сводится к обогащению их углеродом и к обеднению кислородом. Этот процесс протекает при участии грибов и бактерий. Торф образуется при избытке влаги и при отсутствии или слабом доступе кислорода. Накапливаясь, он образует слои, пласты или залежи среди других болотных образований или слагает их полностью. Поэтому торф может залегать как непосредственно с поверхности земли, так и быть погребенным под другими отложениями

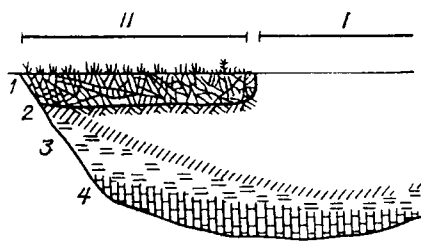


Рис. IX-2. Схема зарастания водоемов с крутыми берегами.

I — зона планктона; II — зона сплавины; вертикальный разрез: 1 — торф из остатков различных растений, 2 — торфяной ил, 3 — детритовый сапропель, 4 — известковый сапропель.

на той или иной глубине, а толщина болотных отложений может иметь простое или сложное строение. В зависимости от ботанического состава растительного материала, за счет которого происходит формирование торфов, среди них различают: моховой (гипновый, сфагновый), травяной (осоковый, тростниковый, хвощовый и др.), кустарниковый, древесный (табл. IX-1). Название торфа дается по преобладающему составу растений-торфообразователей, содержание которых составляет не менее 15 %. Например, если исследованиями установлен следующий состав торфа, %: осок — 50, травянистых остатков — 33, тростника — 15, хвоща — единичные знаки, то торф будет называться травянисто-осоковым с тростником. Как видно, название растения, преобладающего в составе торфа, ставится в конце.

В разрезах болотных отложений часто наблюдаются слои различного торфа, что является следствием различных условий развития болот. В составе болотных отложений кроме торфа и привнесенного терригенного песчано-глинистого материала имеются еще и другие седименты, которые состоят из следующих двух групп: а) седименты, богатые органическими веществами, — органический ил, так называемые гиттии, дю, сапропель, сапрокол*, и б) седименты, состоящие главным образом из минеральных отложений — кремнистых, известковистых, марганцовистых, железистых и др.

Избыточное увлажнение болотных отложений обуславливает слабую аэрацию, с чем связано широкое развитие в них восстановительных процессов. Некоторые химические элементы, например железо, марганец и др., переходят в закисные формы. В результате процессов восстановления образуются такие минералы, как вивианит $[\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}]$, сидерит (FeCO_3), пирит (FeS_2) и др. В условиях кислой среды, характерной для болотных отложений, двухвалентное железо приобретает высокую подвижность и мигрирует часто вместе с органическими соединениями. В связи с этим болотные воды нередко богаты железом. Следует заметить, что разложение органических остатков сопровождается также образованием некоторых летучих органических соединений, например метана (болотный газ), которые часто способствуют развитию процессов всплывания торфа при создании водохранилищ.

При строительной характеристике и оценке торфа важно учитывать степень разложенности растительных остатков, его образующих, так как от этого изменяются его влажность, влагоемкость, консистенция, водопроницаемость, деформируемость, прочность и устойчивость. Степень разложенности растительных

* Гиттии — остатки отмирающих планктонных микроскопических организмов, населяющих водоем. Дю — гумус, привнесенный в водоем, отлагающийся в виде хлопьев. Сапропель — остатки планктонных организмов и крупных цветковых растений. Сапрокол — старые уплотненные гиттии.

ТАБЛИЦА IX-1

Генетическая классификация видов торфа (по А. В. Пичугину)

Тип и состояние торфа	Зольность, %	Лесной подтип		Лесо-топяной подтип		Топяной подтип		
		Древесная группа		Древесно-травяная группа		Древесно-моховая группа		Травяная группа
Низинный	6—18	Ольховый, березовый, еловый, сосновый низинный, нвовый		Древесно-тростниковый, древесно-осоковый		Древесно-гипновый, древесно-сфагновый низинный		Хвощовый, тростниковый, осоково-низинный
Переходный	4—6	Древесный переходный		Древесно-осоковый переходный		Древесно-сфагновый переходный		Осоково-гипновый, осоково-сфагновый низинный
Верховой	2—4	Сосновый верховой		Сосново-пушицевый		Сосново-сфагновый		Осоково-сфагновый переходный
Влажность торфа, %		87		89		90		91
Степень разложения, %		52		44		38		37
								92
								32
								20
								92
								20

остатков в торфе определяется по содержанию гумуса и другим признакам, перечисленным в табл. IX-2.

По ГОСТ 10650—65 степень разложенности торфа рекомендуется определять по содержанию гумуса методом центрифугирования и выражать в процентах следующим образом:

	I	II	III	IV
Группа торфа по степени разложенности, % .	0—15	16—30	31—50	>50
Точность определения, %	±1,5	±2	±3	±5

Интересно заметить, что в силу особенностей влажностного режима, при котором происходило или происходит накопление торфа, разные группы его обычно имеют различную степень разложенности. Так, торфы, образовавшиеся из остатков древесных растений, имеют большую степень разложенности, чем торфы древесно-травянистые, а последние больше, чем древесно-моховые. Пониженной степенью разложения отличаются моховые торфы [Пичугин А. В., 1967 г.]

При сжигании торфа остается несгорающий остаток — зола, которая характеризует содержание в нем минеральных веществ — зольность. В зависимости от состава и содержания минеральных веществ в торфе изменяются его физико-механические свойства. Поэтому кроме ботанического состава и степени разложенности торфа обязательно следует определять его зольность. Общая зольность торфа складывается из первичной (конституционной) и вторичной (наносной). Первая образуется из солей, содержащихся в тканях растений, и остается после сжигания или разложения органического вещества. Вторая образуется из привнесенного минерального вещества в болота или другие водоемы при формировании болотных отложений. Конституционная зольность обычно составляет небольшую часть от общей. Наиболее часто общая зольность торфов изменяется в пределах от 6 до 18 % (от массы сухой навески торфа) и уменьшается от древесных торфов к моховым. В последних она нередко снижается до 2 % (табл. IX-1). В сфагновых торфах зольность более 3—5 % на абсолютно сухое вещество считается уже вторичной. Обычно зольность торфа с глубиной повышается.

Необходимо отметить, что торфы имеют высокую влажность в условиях естественного залегания. В среднем она изменяется от 85 до 95 %, но может достигать сотен и тысяч процентов в зависимости от ботанического состава торфа, степени его разложенности, климатических условий, степени дренированности местности и др.

Плотность органо-минеральной части и торфа в целом изменяется соответственно от 1,4 до 1,8 и от 0,7 до 1,4 г/м³, причем наивысшие ее значения характерны главным образом для погребенных, более уплотненных и более зольных разностей. В связи с малой плотностью торфы имеют высокую пористость,

Характеристика торфа по степени разложённости растительных остатков

Степень разложённости торфа	Содержание гумуса, %	Характеристика торфа			
Сильно разложившийся	100—80	Растительные остатки неразличимы невооружённым глазом	Вода при сдавливании в руке не выделяется	—	При сжатии хорошо продавливается между пальцами, пачкает руки
Хорошо разложившийся	80—60	Заметны лишь некоторые растительные остатки	Вода не выделяется или выделяется в небольшом количестве	Выделяющаяся вода окрашена в темнокоричневые тона	Продавливается между пальцами, немного пачкает руки
Мало разложившийся	60—40	Остатки растений заметны	Вода выделяется	Вода коричневая или светло-коричневая	Мало продавливается между пальцами. Руки пачкает мало
Плохо разложившийся	40—20	Заметны форменные остатки растений	Вода выделяется в большом количестве	Вода желтого цвета	Почти не продавливается между пальцами и не пачкает рук
Неразложившийся	<20	Форменные растительные остатки легко различимы визуально	Вода легко выделяется в большом количестве	Вода почти не окрашена	Не продавливается между пальцами и не пачкает рук

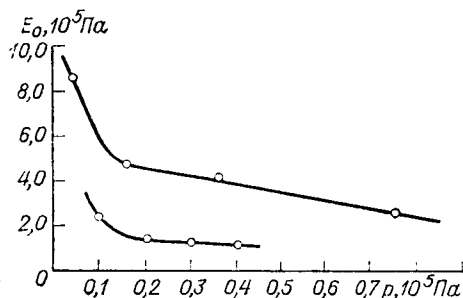


Рис. IX-3. Изменение модуля общей деформации торфа $E_0=f(p)$ в зависимости от уплотняющего давления при полевых пробных нагрузках (по Ф. П. Винокурову).

которая изменяется в среднем от 85 до 95 %. Коэффициент пористости их измеряется единицами.

Торфы сильно влагоёмки, они способны поглощать и удерживать много воды. Так, например, моховые торфы обладают способностью поглощать воды в 15—20 раз больше собственной массы в сухом состоянии. При высушивании торфы, особенно хорошо разложившиеся, могут давать

значительную усадку. Водопроницаемость торфов, как в значительной степени и их влагоемкость, зависит от степени разложённости. Хорошо разложившиеся торфы, подобно глинам, практически водонепроницаемы, поэтому в некоторых случаях их используют для гидроизоляционных целей. Плохо разложившиеся и неразложившиеся торфы водопроницаемы, коэффициент фильтрации их измеряется метрами в сутки и может достигать 10—12 м/сут.

В зависимости от степени разложённости, зольности и уплотнённости торфы могут иметь устойчивую и неустойчивую консистенцию. Торфы устойчивой консистенции можно вырезать, они не распыляются, не выдавливаются из-под нагрузки, деформация их возможна только за счет сжатия. Разности неустойчивой консистенции выторфовывать нельзя, они распыляются и легко выжимаются из-под нагрузки.

Торфы — это чрезвычайно сильно, неравномерно и длительно сжимаемые породы. Коэффициент сжимаемости их измеряется десятными долями (0,3—0,8) мегапаскалей и достигает 1 МПа, а коэффициент относительной сжимаемости — десятками процентов. Погребенные торфы также значительно и неравномерно сжимаемы, хотя и меньше, чем залегающие непосредственно с поверхности, т. е. открытые. Коэффициент сжимаемости погребенных торфов изменяется от 0,01—0,03 до 0,1—0,3 МПа. Исследовать сжимаемость торфов в обычных компрессионных приборах с высотой рабочего кольца 15—20 мм недопустимо; для этих целей необходимы приборы с высотой рабочего кольца не менее 40—50 мм.

Для торфов характерны реологические свойства. Для учета времени, необходимого на развитие их деформаций уплотнения, должны ставиться специальные исследования. Модуль общей деформации торфов измеряется 0,1—0,2, реже 1,0—2,0 МПа (у погребенных разностей), причем резко уменьшается уже при пер-

вых небольших уплотняющих нагрузках (рис. IX-3). Другие деформационные характеристики торфов имеют значения, близкие к значениям песчаных и глинистых пород (табл. IX-3).

Сопротивление сдвигу различных торфов изучено пока еще недостаточно. Имеющиеся данные показывают, что прочность

Т А Б Л И Ц А IX-3
Значения коэффициентов поперечной деформации и бокового давления торфов (по Г. М. Шахуняц)

Виды торфа	Степень разложённости, %	μ	ξ
Древесно-осоковый	35	0,32	0,47
Сфагновый низинный	25	0,27	0,37
Пушицево-сфагновый	25	0,34	0,51
Меднум-торф	10—15	0,36	0,57

их изменяется в широких пределах в зависимости от ряда факторов (табл. IX-4 и IX-5). Как показывают данные различных исследователей, сопротивление сдвигу торфов снижается при нарушении их естественного сложения и повышается при увеличении наносной зольности. Как указывает Н. П. Кузнецов,

Т А Б Л И Ц А IX-4
Показатели сопротивления сдвигу различных торфов (по Н. П. Кузнецову)

Тип и группа торфа	Вид торфа	Влажность, %	Коэффициент пористости	Угол внутреннего трения, град	Сцепление, МПа
Низинный тип Лесная группа	Ольховый Березовый	800—850	8—13	18—24	0,013
		800—750	8	29	0,010
Топяно-лесная группа	Осоково-лесной Тростниково-лесной	850—900	9—13	24—31	0,06—0,012
		850	9	37	0,01
Топляная группа	Осоково-топяной	700—800	12—13	26—33	0,008—0,015
		1000—1100	15—17	8—24	0,008—0,015
	Тростниково-топяной Сфагново-топяной	750—1250	8—19	26—31	0,005—0,012
		1300	20	5	0,005
Переходный тип	Переходно-топяной	1150	17	22	0,005
Верховой тип	Моховой »	1300	20	5	0,005
		1500	22	3	0,030

при увеличении зольности с 12 до 36 % в торфе низинного типа коэффициент внутреннего трения увеличивается от 0,18 до 0,45, а сцепление — от 0,01 до 0,06 МПа. При увеличении зольности от 9 до 16 % в торфе верхового типа коэффициент внутреннего трения повышается от 0,14 до 0,25, а сцепление — от 0,026 до 0,046 МПа.

ТАБЛИЦА IX-5
Показатели сопротивления сдвигу различных торфов
(по Г. М. Шахуняци)

Вид торфа	Степень разложения, %	Зольность, %	Сложение	φ	c, МПа
Древесный	77	14,0	Естественное	17° 40'	0,059
»	55	2,3	»	20 00	0,027
Древесно-осоковый	60	22,0	»	14 45	0,032
»	90	12,5	Нарушенное	20 30	0,030
Травяно-древесный	70	17,1	Естественное	13 55	0,078
Осоково-древесный	85	11,1	»	24 50	0,029
»	85	11,1	Нарушенное	17 30	0,026
Тростниковый	40	9,2	Естественное	20 40	0,050
»	40	9,2	Нарушенное	15 00	0,024
Гипново-тростниковый	47	13,1	Естественное	19 00	0,051
То же	77	11,0	»	9 55	0,043
Сфагново-пушицевый	30	2,5	»	21 50	0,010
Осоковый	80	11,0	»	28 00	0,025
»	80	11,0	Нарушенное	23 00	0,028
Пушицевый	40	2,3	»	25 40	—

Из приведенной характеристики видно, что торфы и заторфованные породы как определенный генетический тип болотных отложений особого состава и состояния характеризуются многими специфическими свойствами. Они, как правило, имеют весьма высокую естественную влажность, малую плотность, большую влагоемкость и чрезвычайно значительную и неравномерную деформируемость — сжимаемость. Все эти особенности характеризуют их как отложения слабые, малопригодные для строительства на них различных сооружений.

При хозяйственном освоении территорий, сложенных торфяно-болотными отложениями, применяют специальные методы инженерно-геологических исследований и оценки. При необходимости строительства на них сооружений применяют все меры, предусматриваемые при строительстве на сильно и неравномерно сжимаемых породах, — армированные пояса, осадочные швы, разрезка зданий на отдельные жесткие отсеки, свайные основания, полное или частичное выторфовывание и др.

IX-4. Инженерно-геологические характеристика и оценка засоленных пород

При инженерно-геологической оценке песчаных и глинистых пород важно знать содержание в них водорастворимых солей. Если таких солей более 0,3 % от массы сухой породы, ее считают засоленной. Это указывает на то, что свойства такой породы должны быть специфическими, зависящими от состава и содержания солей.

При выщелачивании водорастворимых соединений обычно изменяются плотность пород, деформируемость, связность, прочность, устойчивость и водопроницаемость. В глинистых породах в процессе растворения и выщелачивания солей может измениться состав обменных катионов, которые, как известно, существенно влияют на свойства пород. Наконец, при выщелачивании солей кроме свойств пород изменяются состав и свойства фильтрующей воды: она становится агрессивной по отношению к бетону и металлу и действует разрушающе на подземные бетонные и металлические части сооружений. С повышением минерализации водных растворов, насыщающих породы, понижается температура их замерзания и породы в целом. Засоление почв сильно снижает их плодородие.

Таким образом, состав и специфические свойства засоленных пород обуславливают и особое к ним отношение при проектировании и строительстве сооружений и хозяйственном использовании территорий, в геологическом разрезе которых имеются такие породы.

Водорастворимые соединения наиболее часто встречаются в глинистых породах засушливых районов и районов переменной влажности и, как правило, отсутствуют в районах с влажным климатом. В песчаных породах водорастворимые соли не встречаются в большом количестве даже в засушливых районах. Они накапливаются в породах в результате выпадения в осадок при испарении насыщающих их водных растворов. Этому способствуют благоприятные климатические условия (табл. IX-6), когда испарение значительно превышает количество выпадающих атмосферных осадков, а также бессточность местности, т. е. благоприятные геоморфологические условия, наличие минерализованных поверхностных и подземных вод (табл. IX-7), увлажняющих и насыщающих горные породы непосредственно или в результате капиллярных явлений. Накоплению солей в приповерхностных горизонтах горных пород и почв также способствует нерациональная система орошения земель.

Таким образом, засоленные горные породы образуются при накоплении в них растворимых солей после формирования породы вследствие развития вторичных процессов. Этим они существенно отличаются от соленосных, в которых соли являются

ТАБЛИЦА IX-6

Важнейшие показатели климатических условий природных зон, где встречаются засоленные горные породы и почвы
(по В. А. Ковда)

Зоны	Степень распространения засоленных пород и почв	Средняя температура воздуха, °С		Сумма атмосферных осадков за год, мм	Относительная влажность воздуха днем в течение месяца сухого периода	Испаряемость за год, мм вод. ст.
		годовая	июля			
Пустыня	Большая, за исключением песчаных пустынь	15—18	26—30	80—200	20 и меньше	2000—2500
Полупустыня	Очень большая, засоленных пород и почв больше, чем незасоленных	10—12	24—26	200—300	20—30	1000—1500
Степи	Засоленных пород и почв мало	5—10	20—25	300—450	35—45	800—1000
Лесостепи	Встречаются очень редко	3—5	20—22	350—500	40—45	500—800

первичными, образовавшимися в процессе формирования соленосных толщ горных пород в определенных фациальных условиях.

Растворимые соли, встречающиеся в засоленных породах, можно разделить на три основные группы: легкорастворимые, среднерастворимые и труднорастворимые. К легкорастворимым относятся хлористые, сернокислые и карбонатные соли натрия, калия, магния и кальция (галит — NaCl , сильвин — KCl , мирабилит — Na_2SO_4 , сода — NaCO_3 и др.); к среднерастворимым — сульфаты кальция (гипс — $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, ангидрит — CaSO_4); к труднорастворимым — карбонаты кальция и магния (кальцит — CaCO_3 , магнезит — MgCO_3 , доломит — $\text{CaCO}_3 \times \text{MgCO}_3$ и др.). Легкорастворимые соли растворяются в воде быстро и в небольшом ее объеме, среднерастворимые растворяются медленно, причем для полного их растворения необходимо большое количество воды. Труднорастворимые соли переходят в водный раствор в незначительных количествах. Следовательно, большую гидронеустойчивость породам придают легкорастворимые соли, меньшую — среднерастворимые, а труднорастворимые практически не изменяют свойств пород при воздействии на них воды.

Водорастворимые соединения в глинистых породах могут находиться в различных формах: мелкодисперсной, в виде це-

Т А Б Л И Ц А IX-7

Минерализация поверхностных и подземных вод различных природных зон, в которых встречаются засоленные породы и почвы (по В. А. Ковда)

Зоны	Наивысшая минерализация вод, г/л			Среднее количество солей в приповерхностных горизонтах пород, ‰	Характерные соли	Вторичное засоление при современном орошении
	речных	грунтовых	соляных озер			
Пустыня	20—90	200—220	350—450	15—25	NaCl MgCl ₂ NaNO ₃ MgSO ₄ CaSO ₄	Широко распространено
Полупустыня	10—30	100—150	300—350	5—8	NaCl Na ₂ SO ₄ CaSO ₄ MgSO ₄	Часто встречается
Степь	3—7	50—100	100—250	2—3	Na ₂ SO ₄ NaCl Na ₂ CO ₃	Редко встречается
Лесостепь	0,5—1,0	1—3	10—100	0,5—1,0	Na ₂ CO ₃ Na ₂ SO ₄	Неизвестно

мента, включений отдельных кристаллов и друз, а также в виде слоев, прослоев, линз и жил. По преобладанию в породах тех или иных растворимых солей различают следующие типы засоления: карбонатный, содовый, сульфатный, хлоридный и смешанный — карбонатно-хлоридно-сульфатный. В зависимости от соотношения основных анионов, входящих в состав легкорастворимых солей, засоленные породы дополнительно можно разделить на типы согласно классификации, показанной в табл. IX-8. По степени засоления их рекомендуется классифицировать по табл. IX-9.

Т А Б Л И Ц А IX-8

Тип засоления пород по соотношению основных анионов легкорастворимых солей (по В. М. Безрук, Ю. Л. Мотылеву, А. И. Грот, А. И. Знаменскому, М. Ф. Иерусалимской)

Тип засоления пород	Соотношение $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}$
Хлоридный	>2
Сульфатно-хлоридный	$2-1$
Хлоридно-сульфатный	$1-0,2$
Сульфатный	$<0,2$

ТАБЛИЦА IX-9

Классификация песчано-глинистых пород по степени засоления
(по В. М. Безрук, Ю. Л. Мотылеву, А. И. Грот, А. И. Знаменскому,
М. Ф. Иерусалимской)

Породы	Среднее суммарное содержание легкорастворимых солей, % от массы сухой породы	
	Хлоридное и сульфатно-хлоридное засоление	Сульфатное и хлоридно-сульфатное засоление
Слабо засоленные	0,3—1	0,3—0,5
Засоленные	1—5	0,5—2
Сильно засоленные	5—8	2—5
Избыточно засоленные	>8	>5

Как видно из табл. IX-9, классификация пород по степени засоления производится с учетом состава легкорастворимых солей. Содержание в песчано-глинистых породах до 0,3 % таких солей практически не влияет на их физико-механические свойства, характеристика этих пород дается главным образом по гранулометрическому и минеральному составу. При содержании в породах более 0,3 % легкорастворимых солей свойства их в большинстве случаев значительно изменяются, а при содержании более 2—3 % изменяются настолько, что при их характеристике гранулометрический и минеральный состав начинают играть уже второстепенную роль.

Основными типами засоленных пород и почв, которые содержат в большем или меньшем количестве легкорастворимые соли, являются солончаки, солонцы и takyрные породы (рис. IX-4). В качестве переходных типов выделяют солончаковые солонцы и солончаковатые takyры. Солончаки различных видов представляют собой породы, содержащие легкорастворимые соли как с поверхности, так и в более глубоких слоях, т. е. по всему вертикальному разрезу начиная с поверхности и до глубины 1—2 м и более. В засушливые периоды на поверхности солончаков образуются выцветы солей и солевые корки. Солончаки являются наиболее характерным по своим свойствам типом засоленных пород. В подавляющем большинстве случаев они формируются на пониженных элементах рельефа — низменностях, берегах соленых озер и лиманов, во впадинах на поймах и в дельтах рек, где минерализованные грунтовые воды стоят близко к поверхности земли (1—3 м).

Степень засоления солончаков и состав легкорастворимых солей в них могут быть разнообразными. Как отмечают В. М. Безрук, Н. М. Позняк и другие исследователи, строительство дорог, аэродромов и других сооружений на солонча-

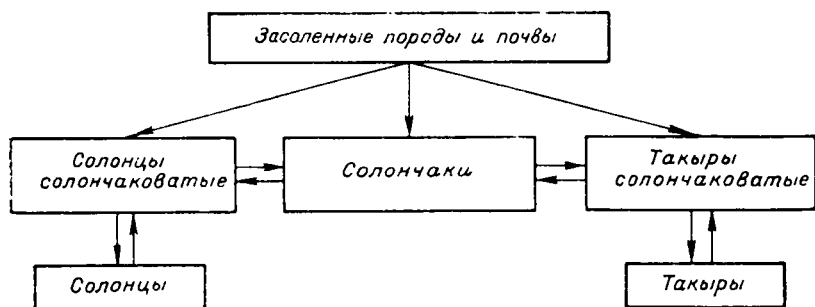


Рис. IX-4. Основные типы засоленных песчаных и глинистых пород с учетом развития их засоления.

ках, в особенности на сильно засоленных, представляет наибольшие трудности вследствие неблагоприятного солевого и влажностного режима. В определенных условиях рельефа и климата солевой режим в солончаках подвержен колебаниям. В засушливые периоды года происходит прогрессирующее накопление солей и в том числе в самых приповерхностных горизонтах и даже на поверхности земли. В периоды интенсивного увлажнения атмосферными осадками превалирует процесс рассоления солончаков, который со временем приводит к образованию переходных разностей пород — солончаковатых солонцов и солончаковатых такыров. В последних отсутствуют соли в поверхностных горизонтах.

Солонцы характеризуются отсутствием или малым содержанием хлоридов и сульфатов в верхних горизонтах, в которых, однако, содержатся в небольших количествах карбонаты натрия (сода). Тонкодисперсная (глинистая) часть у солонцов насыщена обменными катионами натрия. У солонцов на глубине 40—60 см, как правило, залегают горизонты, содержащие большое количество легкорастворимых солей, преимущественно сульфатов натрия, а также скопления карбонатов кальция и гипса. Следовательно, для солонцов характерен двучленный профиль — солонцовый вверху и солончаковый внизу. Все это определяет их специфические свойства. Поглощенный натрий и сода способствуют пептизации частиц и агрегатов, придают солонцу большую гидрофильность, проявляющуюся в чрезмерной липкости, набухании, пластичности и быстром размокании осолонцованных горизонтов. Солонцы по сравнению с солончаками занимают более повышенные элементы рельефа с более глубоким залеганием уровня грунтовых вод.

Такыры представляют собой участки с плоской, хорошо выровненной глинистой поверхностью, совершенно лишенной растительности, разделенной трещинами на полигональные отдельные. Такырные породы преимущественно глинистые, обычно

содержат в сравнительно небольшом количестве легкорастворимые соли по всему вертикальному профилю. В поверхностных горизонтах в составе поглощенного комплекса преобладают катионы натрия. Такырные породы в сухое время года плотные, твердые, но после увлажнения легко размокают, становятся вязкими, липкими, почти непроходимыми для транспорта. На участках такыров обычно скапливаются дождевые и талые воды, возникают временные озера, которые быстро высыхают, и на их месте остается твердая такырная корка, являющаяся характерным признаком такыров. Таким образом, такыры образуются в результате накопления мелкозернистого, главным образом глинистого, материала в понижениях рельефа. Они характеризуются большой водоудерживающей способностью, которая повышается в связи с развитием солонцового процесса.

Для засоленных пород кроме того, что они значительно изменяют свои физико-механические свойства при растворении и выщелачивании легкорастворимых солей, характерна также повышенная способность к коагуляции и дегидратации с увеличением их содержания. В сухом состоянии при этом повышается их связность. Однако при сульфатном засолении в силу кристаллизации Na_2SO_4 и MgSO_4 с увеличением объема связность пород в сухом состоянии становится незначительной, образуются так называемые пухлые солончаки.

При заполнении пор породы кристаллизующимися солями происходит кажущееся повышение ее плотности, но при увлажнении соли растворяются, объем минеральных частиц в единице объема породы становится меньшим, чем у пород незасоленных, и вследствие этого возникают явления просадок.

Пределы пластичности у засоленных пород, как правило, более низкие, чем у аналогичных по гранулометрическому и минеральному составу, но незасоленных пород. Поэтому первые при увлажнении быстрее и в большей степени утрачивают свою прочность и устойчивость, чем вторые. Как показывают исследования В. М. Безрука и других специалистов, при одинаковой абсолютной влажности и плотности модуль общей деформации засоленных пород понижается с увеличением содержания солей, и особенно заметно при содержании легкорастворимых солей в количестве 10 % и более, т. е. тогда, когда начинает сказываться их разуплотняющее действие. В засоленных породах при влажности выше оптимальной отмечается значительное уменьшение сопротивления сдвигу по сравнению с незасоленными. Наконец, важно особо подчеркнуть, что в засоленных породах легкорастворимые соли составляют неустойчивую фазу. При изменении влажностного режима пород они легко переходят в раствор. Все это и определяет специфические особенности засоленных пород и особые условия строительства сооружений в районах их распространения.

При проектировании и строительстве сооружений в таких районах прежде всего необходимо знать: а) степень засоления пород; б) состав легкорастворимых и среднерастворимых солей; в) солевой и влажностный режим пород и условия их засоления. Основным требованием, которое необходимо предъявлять к участкам распространения засоленных пород, предназначенным для строительства или других хозяйственных целей, является тщательное регулирование поверхностного стока и дренаж подземных вод. Кроме того, могут применяться и другие инженерные мероприятия, направленные на улучшение свойств пород и повышение устойчивости проектируемых сооружений.

IX-5. Инженерно-геологические характеристика и оценка мерзлых горных пород

Любые горные породы, имеющие отрицательную или нулевую температуру и содержащие лед, называются мерзлыми. Наряду с типично мерзлыми породами, т. е. содержащими лед, встречаются породы с отрицательной температурой, но без льда, например маловлажные сыпучие песчаные, гравийные и галечниковые, сухие скальные и полускальные породы, а также породы, насыщенные минерализованными водами. Все эти породы не относятся к типично мерзлым, так как их свойства при отрицательной температуре не изменились. Однако при проектировании и строительстве на них сооружений (некоторых подземных коммуникаций, дренажей, помещений и др.) необходимо учитывать их температурное состояние.

Переход воды в лед при промерзании горных пород существенно изменяет их физическое состояние, деформируемость, прочность, водопроницаемость, а также электрические, тепловые и другие свойства. Кроме того, промерзание пород сопровождается развитием особых мерзлотных процессов и явлений, таких как изменение строения пород (структуры и текстуры), перераспределение влаги в них, морозное пучение, образование морозобойных трещин, паледные явления и др.

Лед как породообразующая составная часть мерзлых пород является неустойчивой фазой. При повышении температуры окружающей среды порода оттаивает, происходит деградация ее свойств, а у некоторых пород резко изменяются физическое состояние, прочность, деформируемость, водопроницаемость и устойчивость, развиваются провальные и просадочные (термокарстовые), оползневые и другие явления. При оттаивании мерзлых пород сооружения, построенные на них, испытывают значительные неравномерные и резкие осадки (просадки), и поэтому часто происходят значительные их деформации и даже разрушения. Все перечисленное показывает, что если лед образует существенную часть мерзлых пород и влияет на их состояние и свойства, то условия строительства

сооружений на таких породах и обеспечение их устойчивости представляют сложную научную и практическую проблему.

В природе мерзлые породы распространены очень широко. В зависимости от того, как долго горные породы находятся в мерзлом состоянии, они подразделяются на сезонномерзлые (месяцы) и многолетнемерзлые (годы, сотни и тысячи лет). Сезонномерзлые — это породы деятельного слоя, т. е. зимнего промерзания и летнего оттаивания. На территории Советского Союза они в зимнее время встречаются почти повсеместно (кроме некоторых южных и юго-западных районов), слагая самую приповерхностную часть разреза горных пород на глубину от долей метра до 2—3, редко до 4—4,5 м (Восточная Сибирь). В некоторые годы сезонномерзлые породы не успевают летом оттаять, и тогда их называют перелетками.

Многолетнемерзлые, или, как часто называют, вечномерзлые, породы находятся в мерзлом состоянии в продолжение многих лет. На территории Советского Союза они занимают примерно 47 % его площади, охватывая северные и северо-восточные районы. В тех случаях, когда в области многолетней мерзлоты породы деятельного слоя в зимнее время сливаются с многолетнемерзлыми, говорят о сливающейся мерзлоте, а когда они не сливаются, т. е. между ними остается талик (талые породы), говорят о несливающейся мерзлоте.

Рассматривая географическое распространение многолетнемерзлых пород (многолетней мерзлоты), необходимо отметить, что в северных и северо-восточных районах они имеют сплошное распространение (зона сплошного распространения многолетней мерзлоты) и мощность их измеряется там сотнями метров, а температура достигает -7 , -10 и даже -12°C . К южной границе распространения многолетнемерзлых пород их мощность уменьшается до десятков метров, здесь чаще встречаются талики (зона многолетней мерзлоты с таликами), а температура пород изменяется от $-0,2$; $-0,3$ до -1 , -2°C . Вблизи этой границы многолетнемерзлые породы встречаются главным образом на отдельных участках (зона островной многолетней мерзлоты), мощность их не превышает первых десятков метров, а температура изменяется от 0 до минус $0,1$ —минус $0,3^{\circ}\text{C}$. В вертикальном разрезе многолетнемерзлые породы также могут либо иметь непрерывное распространение, либо разделяться таликами, т. е. быть слоистыми.

Учение о закономерностях распространения зон мерзлых горных пород, об особенностях их состава, строения и свойств и о мерзлотных процессах и явлениях, развивающихся в них, называется мерзлотоведением, т. е. наукой о мерзлой зоне земной коры. Иногда мерзлотоведение называют также геокриологией, отражая этим самым учение о взаимосвязи твердого состояния воды в породах с определенной их температурой.

Название это происходит от греческого слова «криос», обозначающего холод (мороз) и лед.

Раздел инженерной геологии, изучающий физико-механические свойства мерзлых горных пород, геологические условия строительства на них различных сооружений, разработки полезных ископаемых и другого хозяйственного использования территорий, сложенных многолетнемерзлыми породами, теперь является одновременно и разделом мерзлотоведения (инженерное мерзлотоведение) в связи с продолжающейся дифференциацией наук и выделением мерзлотоведения в самостоятельную отрасль знания.

Важнейшая особенность мерзлых пород, как отмечалось, состоит в том, что в них в качестве породообразующей части входит лед. Он может находиться в породах в виде цемента, т. е. в тонкодисперсном виде, в виде отдельных кристаллов и их скоплений, прослоев, слоев, жил и мощных жил, линз и др. В песчаных и других обломочных и глинистых породах лед встречается во всех перечисленных видах, а в скальных и полускальных главным образом в виде жил и жил, прослоев и слоев, заполняя трещины и пустоты. Общее содержание льда в горных породах определяет их льдистость.

Лед в горных породах распределяется неравномерно, его содержание изменяется от точки к точке, от участка к участку или от слоя к слою. Минимальная льдистость обусловлена содержанием в породе льда микроскопического, т. е. в виде цемента, — $L_{\text{микро}}$. Максимальная льдистость пород обусловлена содержанием в них льда макроскопического — в виде включений, линз, прослоев, жил и др. — $L_{\text{макро}}$. Общее содержание льда в породе, т. е. суммарная льдистость, выраженная в долях единицы по отношению к объему мерзлой породы, равна $L_c = L_{\text{микро}} + L_{\text{макро}}$.

Оттаивание мерзлых пород с микроскопической льдистостью вызывает несравненно меньшие их деформации, чем оттаивание пород с макроскопической льдистостью. Сооружения, возводимые на мерзлых породах с макроскопической льдистостью, даже на скальных, полускальных и крупнообломочных, при оттаивании могут испытывать значительные и неравномерные осадки (просадки), что необходимо учитывать при проектировании.

Различное распределение льда в горных породах в некоторых случаях сказывается на их строении, т. е. структуре и текстуре. В скальных и полускальных породах при промерзании лед образуется только в трещинах и пустотах, поэтому их структуры при этом не изменяются, а лед, заполняющий трещины и пустоты, представляется самостоятельной горной породой [Достовалов Б. Н., Кудрявцев В. А., 1967 г.]. Мерзлым обломочным и глинистым породам свойственны те же структуры, что и таким же породам талым, т. е. пелитовая, але-

ритовая, псаммитовая, псефитовая* и др. (см. гл. VI), но их необходимо дополнять характеристикой льда-цемента. При этом различают следующие типы льда-цемента.

1. Контактный, находящийся только в местах контакта частиц скелета, образующийся обычно при промерзании не полностью насыщенных водой песчаных и грубообломочных пород.

2. Пленочный — обволакивает поверхность частиц, оставляя часть пор незаполненной. Образуется в таких же породах, как и контактный, но более влажных.

3. Поровый, заполняющий поры целиком. Образуется также в песчаных и грубообломочных, но полностью водонасыщенных породах.

4. Базальный, составляющий основную массу породы и разобщающий частицы минерального скелета. Встречается преимущественно в глинистых и глинисто-пылеватых породах.

Из приведенного следует, что тип цементации мерзлой породы одновременно характеризует и содержание в ней льда. Лед-цемент имеет всегда кристаллически-зернистые структуры [Шумский П. А., 1957 г.]. В зависимости от размера зерен различают следующие его структуры: явнокристаллические (крупно-, средне- и мелкозернистые) и скрытокристаллические (микрокристаллические), а также равномернозернистые и порфовые.

В зависимости от соотношения зерен льда-цемента с частицами скелета породы различают следующие структуры: 1) межчастичную (интерсертальную) — зерна цемента расположены в единичных промежутках между частицами скелета и не превышают их по размерам; 2) объемлющую (пойкилитовую) — зерна цемента крупнее частиц скелета и обволакивают их.

Как указывают Б. Н. Достовалов, В. А. Кудрявцев [1967 г.] и П. А. Шумский [1957 г.], полное определение структуры мерзлых пород должно включать указания о типе структуры породы, типе цементации льдом, его распределении и структуре.

Текстуры мерзлых пород характеризуются пространственным расположением в них льда при промерзании. В настоящее время выделяют следующие наиболее характерные типы текстур мерзлых пород:

1) массивная, когда лед в виде цемента более или менее равномерно распределен в породе; имеется только поровый лед;

2) слоистая, когда лед выделяется в виде параллельных прослоек, линз, слоев в породе; в соответствии с этим породы могут иметь тонко-, средне- и толстослоистые текстуры;

3) сетчатая, когда лед выделяется в виде взаимно пересекающихся прослоев, линз, жилок и жил, образующих на обнаженной поверхности пород мелко- и крупноячеистую сетку.

Таким образом, строение (структура и текстура) мерзлых пород выражает их неоднородность и анизотропность, обусловленные распределением льда. Они формируются в процессе промерзания пород и замерзания в них воды: а) имеющейся в любых породах, без притока новой, б) свободно движущейся — текущей, например в песках, галечниках и других водопроницаемых породах, и в) иммобилизованной и физически связанной в тонкодисперсных глинистых породах, замерзание которых сопровождается перераспределением и миграцией воды в жидком и парообразном состоянии к поверхности охлаждения под влиянием молекулярных сил, разности упругости пара и др.

Все процессы перемещения, перераспределения и миграции воды в промерзающих породах и сопутствующие им явления морозного пучения, образования морозобойных трещин и другие принадлежат к мерзлотным, они рассматриваются во второй части курса инженерной геологии — инженерной геодинاميки.

В мерзлых породах кроме льда всегда находится еще незамерзающая вода, количество которой зависит в основном от петрографического типа породы и ее температуры. Выше было показано (гл. VII), что при взаимодействии минеральных частиц горной породы с водой они влияют на трансляционное движение молекул воды. При этом подвижность молекул воды, ближайших к твердой поверхности, уменьшается, они оказываются ориентированными под влиянием поверхностных сил частиц горной породы, а структура их становится искаженной. При замерзании пород часть воды переходит в лед с неискаженной или слабо искаженной структурой, а оставшаяся часть не кристаллизуется, так как этому препятствует искажение ее структуры. Поэтому в любой мерзлой породе всегда содержится определенное количество незамерзающей воды, которое изменяется в зависимости от температуры. Незамерзающая вода и лед в мерзлых породах находятся в равновесии; с понижением температуры количество незамерзающей воды уменьшается и соответственно увеличивается количество льда [Цытович Н. А., 1945 г.].

Большое влияние на фазовые переходы воды в лед помимо минерализации воды имеет и степень влажности пород. Чем она меньше, чем тоньше пленки воды, содержащейся в породе, тем больше искажена ее структура и тем дольше она может находиться в незамерзшем состоянии. Как показали специальные экспериментальные исследования [Нерсесова З. А., 1953 г.], при замерзании и оттаивании пород выделяются область интенсивных фазовых превращений воды (от 0 до -2 , -3°C) и область затухающих фазовых превращений (ниже -3°C). Некоторые данные о содержании в мерзлых породах незамерзающей воды приведены на рис. IX-5.

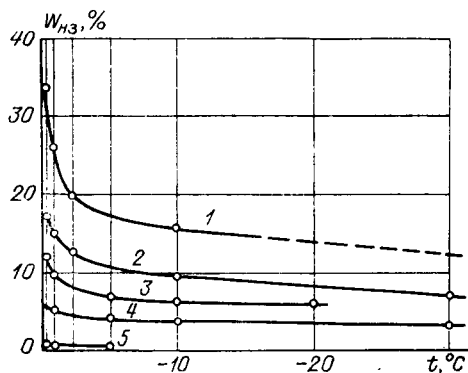


Рис. IX-5. График зависимости количества незамерзающей воды в мерзлых породах от отрицательной температуры (по Н. А. Цытовичу).

1 — глина кинельская; 2 — глина покровная; 3 — суглинок покровный; 4 — супесь; 5 — песок среднезернистый.

Естественная влажность мерзлых пород, обусловленная всеми видами влаги, равна

$$W = \frac{g_a - g_{ск}}{g_{ск}} = \frac{g_2}{g_1}.$$

Она выражается в долях единицы или в процентах по отношению к массе абсолютно сухой породы. В зависимости от содержания льда в мерзлых породах масса минеральной части g_1 может изменяться от нуля до g_2 — массы воды, полностью или частично заполняющей поры породы. Если $g_1 = g_2$, то $W = 0$, а если $g_1 = 0$ (чистый лед), то $W = \infty$. Поэтому естественная влажность мерзлых пород песчаных и особенно глинистых часто достигает 200—300—500 и даже 1000 %. Этим они существенно отличаются от талых пород, влажность которых обычно измеряется первыми десятками процентов. Н. А. Цытович считает возможным определять влажность мерзлых пород не только по отношению к массе сухой породы, но и по отношению к массе всей породы, т. е. определять так называемую общую влажность,

$$W_{общ} = \frac{g_a - g_c}{g_a} = \frac{g_2}{g_1 + g_2}.$$

Общая влажность мерзлых пород может изменяться от 0 до 100 % (для чистого льда). Между общей и естественной (весовой) влажностью существуют следующие соотношения:

$$W_{общ} = \frac{W}{1 + W}; \quad W = \frac{W_{общ}}{1 - W_{общ}}.$$

По Строительным нормам и правилам (СНиП II—18—76) количество незамерзающей воды в мерзлых породах можно определить по формуле

$$W_{нз} = K_n W_p,$$

где W_p — влажность породы на пределе пластичности, доли единицы; K_n — коэффициент, зависящий от вида породы, числа ее пластичности и температуры.

При характеристике и оценке физического состояния мерзлых пород прежде всего необходимо дать представление об их влажности — льдистости.

Влажность в этих соотношениях выражена в долях единицы.

Объемная влажность мерзлых пород характеризуется объемом всех видов воды в единице объема породы:

$$W_{об} = W \gamma_{ск} / \gamma_{в}.$$

Если мерзлая порода полностью состоит из льда, ее объемная влажность будет равна 100 %.

Влажность мерзлой породы, обусловленная содержащимся в ней льдом, равна

$$W_{л} = W - W_{нз}.$$

Содержание льда в мерзлых породах обычно характеризуют относительной льдистостью i , отношением массы льда к массе всех видов воды в породе

$$i = \frac{g}{g_2} = \frac{W - W_{нз}}{W} = 1 - \frac{W_{нз}}{W}.$$

Для этих же целей определяют также льдонасыщенность (весовую льдистость) — отношение массы льда к массе породы естественного состояния:

$$G_{л} = \frac{W - W_{нз}}{1 + W}$$

и объемную льдистость, равную отношению объема льда к объему породы,

$$i_v = \frac{\gamma}{\gamma_{л}} \cdot \frac{W - W_{нз}}{1 + W}.$$

Кроме того, Строительными нормами и правилами для мерзлых пород рекомендуется определять показатель степени заполнения пор мерзлой породы льдом и незамерзающей водой G по следующей формуле:

$$G = \frac{(1,1W_{л} + W_{нз})\gamma_{м}}{l\gamma_{в}}.$$

Для талых пород этот показатель, как известно, называется коэффициентом водонасыщения. Для мерзлых пород этот коэффициент в отличие от талых может быть больше единицы.

Показатели плотности и пористости мерзлых пород (плотность минеральной части $\gamma_{м}$, плотность породы γ , плотность скелета $\gamma_{ск}$, пористость n и коэффициент пористости e) имеют тот же смысл, что и для пород талых, но количественно они отличаются как от значений талых пород, так и от значений чистого льда:

$$\gamma_{м} \text{ талой породы} > \gamma_{м} \text{ мерзлой породы} > \gamma_{м} \text{ льда};$$

$$\gamma \text{ талой породы} > \gamma \text{ мерзлой породы} > \gamma \text{ льда};$$

$$\gamma_{ск} \text{ талой породы} > \gamma_{ск} \text{ мерзлой породы} > 0.$$

Следовательно, например, плотность минеральной части мерзлого песка может изменяться от 2,65 г/см³ (средняя плотность минеральной части талых песков) до 0,92 г/см³ (плотность чистого льда). В значительных пределах могут изменяться также плотность мерзлых пород и плотность их скелета. Если мерзлая порода состоит нацело из льда, плотность ее скелета равна нулю.

Пористость мерзлых пород обычно меньше, чем талых, так как лед как пороодообразующая составная часть заполняет поры. Однако лед в мерзлых породах — фаза неустойчивая, и при оттаивании пористость и скважность резко увеличиваются, что является причиной их большой деформируемости и просадочности. При промерзании водонасыщенных пород без свободного оттока воды увеличение их объема изменяет плотность сложения, происходит разуплотнение, разрыхление, или, как говорят, морозное пучение пород. Этому обычно способствуют перераспределение и миграция влаги к промерзающей породе. Поэтому естественно, что при оттаивании мерзлой породы ее пористость оказывается высокой, так же как и влажность.

Мерзлые породы обычно водонепроницаемы. Прочность и несущая способность их несравненно выше, чем таких же пород, но талых. Они изменяются в зависимости от петрографического типа горных пород, их температуры и влажности — льдистости (табл. IX-10 и IX-11).

Из данных, приведенных в табл. IX-10 и IX-11, видно, что мерзлые песчаные и глинистые породы по своей прочности приближаются к породам полускальным. Прочность мерзлых песков значительно выше прочности мерзлых глин, что объясняется малым содержанием в песках, как в более грубозернистых породах, незамерзающей воды и более совершенной

Т А Б Л И Ц А IX-10

Изменение прочности мерзлых пород на сжатие при изменении их температуры (по Н. А. Цытовичу)

Породы	Температура. °С	Влажность. %	Временное сопротивление сжатию, МПа
Песок	—1	17,2	6,6
	—6	16,3	9,9
	—12	17,0	9,9
	—20	15,7	15,2
Глина	—0,3	43,0	0,6
	—1,5	47,7	1,6
	—4,9	49,5	3,1
	—10,1	46,6	5,0

ТАБЛИЦА IX-11

Изменение прочности мерзлых пород на сжатие при увеличении их влажности — льдистости (по Н. А. Цытовичу)

Породы	Температура, °С	Влажность, %	Коэффициент насыщения	Временное сопротивление сжатию, МПа
Песок	—12	6,3	0,30	6,6
	—12	10	0,48	9,9
	—12	16,3	0,78	13,3
	—12	17,9	0,85	13,5
Глина	—12	4,3	0,3	2,0
	—12	12,5	0,8	4,8
	—12	16,5	1	5,0
	—12	29,3	1	3,2
	—12	34,6	1	2,8

их цементацией льдом. Существенное влияние на прочность мерзлых пород оказывают значение отрицательной температуры и степень влажности — льдистости. Причем, когда коэффициент насыщения становится больше единицы, прочность пород снижается, так как начинает сказываться разуплотняющее действие замерзающей воды.

Мерзлые породы характеризуются также и высоким сопротивлением сдвигу. По имеющимся данным общее сопротивление сдвигу мерзлых песчаных и глинистых пород изменяется от 0,3—0,5 до 4,0—5,0 МПа. При этом сдвиг часто происходит в виде скалывания, характерен хрупкопластический характер разрушения, как и для многих полускальных пород.

Кроме данных о сопротивлении мерзлых пород сжатию и сдвигу весьма существенное значение имеют данные о силах смерзания, представляющих собой вид сопротивления мерзлых пород сдвигающим (скалывающим) усилиям. Это свойство наиболее четко проявляется у более мелко- и тонкозернистых мерзлых пород в их способности смерзаться с фундаментами и выпучивать их при промерзании (морозное пучение). При выпучивании фундаментов преодолеваются следующие сопротивления: 1) сопротивление срезыванию льда, 2) трение фундамента о мерзлую породу и 3) нагрузка от фундамента и несущих конструкций. Суммарную величину первых двух составляющих и называют силами смерзания. Примерные значения сил смерзания обломочных и глинистых пород показаны в табл. IX-12.

Мерзлые песчаные и глинистые породы обладают резко выраженными реологическими свойствами. Поэтому их длительная прочность в 5—10 раз меньше, чем условно-мгновенная, они склонны к упруговязким и вязкопластическим деформациям.

Т А Б Л И Ц А IX-12

Силы смерзания различных пород с деревом (по Н. А. Цытовичу)

Породы	Температура, С	Влажность, %	Силы смерзания, МПа
Глина	—10	77	1,6
Песок:			
мелкозернистый	—10	76	2,3
среднезернистый	—10	78	2,7
разнозернистый	—10	79	2,2
крупнозернистый	—10	97	1,9
Гравий	—10	77	0,26
Галечник	—10	79	0,09

При оценке механических свойств мерзлых пород необходимо учитывать относительное их сжатие при оттаивании, определять коэффициент относительной сжимаемости a_0 , представляющий собой отношение изменения мощности слоя породы при оттаивании под нагрузкой к первоначальной его мощности,

$$a_0 = (h_m - h_t)/h_m,$$

где h_m — мощность слоя мерзлой породы, см; h_t — мощность слоя той же породы после оттаивания под давлением (МПа) без бокового расширения.

Коэффициент относительной сжимаемости у мерзлых оттаивающих пород может измеряться десятками процентов.

Промерзание и оттаивание горных пород связаны, с одной стороны, с теплообменом в системе Земля — космическое пространство, а с другой — с процессами переноса тепла (теплопередача, теплообмен), происходящими в неравномерно нагретых объемах или частях горных пород. Эти процессы осуществляются главным образом двумя путями: 1) кондуктивным, при котором перенос тепла осуществляется при непосредственном соприкосновении и взаимодействии частиц горной породы различной температуры, т. е. не сопровождается переносом вещества, либо 2) конвективным, при котором перенос тепла обусловлен движением воды и воздуха в породе, т. е. сопровождается переносом вещества.

Процессы переноса тепла в горных породах и являются непосредственной причиной их промерзания (охлаждения) и оттаивания. Интенсивность их развития в значительной степени зависит от тепловых свойств горных пород — теплопроводности, температуропроводности и теплоемкости. Характеристики этих свойств в виде соответствующих коэффициентов широко используются при решении различных задач, связанных с прогнозом и расчетом процессов промерзания, оттаивания и др. Если температура горных пород неравномерна вследствие их охлаждения или нагревания, в них возникает тепло-

вой поток, направленный от участков с более высокой температурой к участкам с более низкой температурой. Количество тепла, протекающего через площадь F за время t ,

$$Q = -\lambda \frac{dT}{dl} Ft,$$

где Q — количество перенесенного тепла, кДж; λ — коэффициент теплопроводности (характеристика свойства породы распространять тепло); $dT = T_1 - T_2$ — разность температур пород на границах рассматриваемого объема; l — расстояние между границами рассматриваемого объема породы, вдоль теплового потока; F — площадь поперечного сечения породы, через которую распространяется тепловой поток, ориентированная параллельно потоку; t — время.

Из приведенного уравнения следует, что при условии стационарного теплового потока количество тепла, перенесенного через объем породы, пропорционально градиенту температур, площади поперечного сечения потока, времени и теплопроводности породы. Знак минус показывает, что поток направлен в сторону понижения температуры. Отсюда коэффициент теплопроводности [Вт/(см²·с·град)]

$$\lambda = \frac{Q}{t} \cdot \frac{1}{F} \cdot \frac{dl}{dT}.$$

При $F=1$, $dT/dl=1$ и $t=1\lambda=Q$, т. е. коэффициент теплопроводности есть величина, показывающая, какое количество тепла передается за единицу времени через поперечное сечение породы, равное единице, при градиенте температур, равном единице. Значения характеристик тепловых свойств песков, супесей, суглинков и глин приведены в табл. IX-13. Коэффициент теплопроводности более всего зависит от влажности (льдистости) породы. Чем меньше влажность породы, тем меньше изменяется λ в результате промерзания породы.

Второй характеристикой тепловых свойств горных пород является коэффициент температуропроводности. Он характеризует скорость распространения тепловой волны в горных породах (см²·с). Его определяют по формуле

$$K = \lambda / (\gamma c),$$

где λ — коэффициент теплопроводности породы; γ — плотность породы естественного сложения и влажности; c — теплоемкость породы.

Коэффициент температуропроводности K сравнительно слабо зависит от температуры и обычно $K_M = (1,3 \div 1,5) K_T$ [34].

Теплоемкость горных пород характеризуется количеством тепла, которое надо передать породе, чтобы повысить ее температуру на 1°C. При охлаждении породы на 1°C она отдает такое же количество тепла, которое определяют из уравнения

$$Q = c \gamma V dT,$$

где c — удельная теплоемкость породы, Дж/(кг·град), Дж/(г·град); γ — плотность породы естественного сложения и влажности; V — объем породы, м³; dT — интервал повышения температуры.

При характеристике тепловых свойств горных пород определяют теплоемкость единицы массы породы (1 г, 1 кг). Эта характеристика называется удельной теплоемкостью. Иногда вместо удельной теплоемкости c пользуются объемной теплоемкостью c_V , которая равна

$$c_V = \gamma c.$$

ТАБЛИЦА IX-13

Значения характеристик тепловых свойств некоторых разностей талых и мерзлых горных пород (СНИП II—18—76)

Плотность скелета пород, г/см ³	Суммарная влаж- ность пород, доли единицы	Коэффициент теплопроводности пород, ккал/(м ² ·ч·град)								Объемная теплоемкость пород, ккал/(м ³ ·град)	
		Пески		Супеси		Суглинки и глины		Торфы			
		λ_T	λ_M	λ_T	λ_M	λ_T	λ_M	λ_T	λ_M	C_T	C_M
0,1	9	—	—	—	—	—	—	0,7	1,15	950	550
0,1	6	—	—	—	—	—	—	0,35	0,6	650	400
0,1	4	—	—	—	—	—	—	0,2	0,35	450	300
0,1	2	—	—	—	—	—	—	0,1	0,2	250	200
0,2	4	—	—	—	—	—	—	0,7	1,15	900	570
0,2	2	—	—	—	—	—	—	0,2	0,45	500	350
0,3	3	—	—	—	—	—	—	0,8	1,2	990	570
0,3	2	—	—	—	—	—	—	0,35	0,6	750	500
0,4	2	—	—	—	1,8	—	1,8	0,8	1,2	800	650
0,7	1	—	—	—	1,8	—	1,75	—	—	855	500
1	0,6	—	—	—	1,75	—	1,65	—	—	820	520
1,2	0,4	—	—	—	1,65	1,35	1,55	—	—	740	505
1,4	0,35	—	—	1,55	1,6	1,35	1,45	—	—	800	560
1,4	0,3	—	—	1,5	1,55	1,25	1,35	—	—	720	520
1,4	0,25	1,65	1,85	1,35	1,45	1,15	1,3	—	—	660	490
1,4	0,2	1,35	1,6	1,15	1,3	0,95	1,05	—	—	590	450
1,4	0,15	1,2	1,4	0,95	1,1	0,75	0,85	—	—	520	420
1,4	0,1	0,95	1,1	0,8	0,9	0,6	0,65	—	—	450	415
1,4	0,05	0,65	0,7	0,55	0,6	0,4	0,45	—	—	380	350
1,6	0,3	—	—	1,6	1,7	1,45	1,55	—	—	835	590
1,6	0,25	2,15	2,35	1,55	1,65	1,3	1,45	—	—	750	560
1,6	0,2	1,85	2,05	1,4	1,5	1,15	1,3	—	—	670	510
1,6	0,15	1,55	1,75	1,25	1,35	0,95	1,05	—	—	590	480
1,6	0,1	1,25	1,4	1	1,1	0,75	0,8	—	—	515	430
1,6	0,05	0,9	0,95	0,7	0,75	0,5	0,55	—	—	435	400
1,8	0,2	2,3	2,45	1,6	1,7	1,35	1,55	—	—	755	575
1,8	0,15	1,95	2,25	1,45	1,55	1,2	1,35	—	—	660	540
1,8	0,1	1,7	1,9	1,25	1,35	0,9	1,05	—	—	575	485
1,8	0,05	1,25	1,3	0,85	0,85	0,6	0,65	—	—	485	450
2	0,1	2,35	2,5	1,5	1,6	1,1	1,2	—	—	640	540
2	0,05	1,8	1,85	—	—	—	—	—	—	540	500

Значения объемной теплоемкости песков, супесей, суглинков и глин приведены в табл. IX-13.

Таковы особенности состава и свойств мерзлых пород. Необходимо подчеркнуть, что они очень чувствительны к различным температурным изменениям. При оттаивании резко изменяются их прочность и устойчивость и повышается деформируемость. Промерзание и оттаивание горных пород сопровождаются развитием комплекса специфических мерзлотных процессов и явлений. Поэтому условия строительства на них — это строительство в особых условиях, требующих применения особых принципов использования мерзлых пород в качестве естественных оснований зданий и сооружений, применения специальных инженерных мероприятий для обеспечения их длительной устойчивости. Все эти вопросы рассматриваются в соответствующем разделе курса инженерной геологии.

IX-6. Инженерно-геологические характеристика и оценка техногенных пород

Особый генетический тип представляют горные породы техногенные, т. е. искусственно измененные в нужном для человека направлении, а также образовавшиеся в результате его жизни и деятельности. Следовательно, они представлены двумя существенно различающимися подтипами (табл. I-2). Первый подтип составляют различные горные породы (магматические, метаморфические и осадочные сцементированные и рыхлые), искусственно улучшенные и преобразованные с целью повышения их плотности, монолитности, прочности и устойчивости, уменьшения деформируемости и водопроницаемости. Описание методов и технических средств искусственного улучшения и преобразования горных пород приведено ниже, в гл. X. Свойства искусственно улучшенных и преобразованных горных пород сопоставимы со свойствами скальных, полускальных, рыхлых несвязных и мягких связных горных пород, описание которых приведено выше.

Второй подтип техногенных пород в технической литературе называют насыпными породами, отвалами или часто антропогенными, так как их образование связано с жизнью, хозяйственной, производственной и строительной деятельностью человека. Территории крупных городов, особенно древних, и их пригородов, а также месторождений полезных ископаемых и крупных строительных площадок часто с поверхности бывают покрыты такими искусственно отсыпанными породами различного состава, состояния и свойств. Свойства насыпных техногенных пород близки к свойствам пород V группы по инженерно-геологической классификации (табл. I-2).

Изучению и классификации насыпных техногенных отложений до самого последнего времени уделялось мало внимания.

Впервые краткие сведения об условиях строительства на них приведены только в новом выпуске Строительных норм и правил (СНиП II—15—74). Причинами такого состояния изученности техногенных отложений во многих случаях являются их неудовлетворительные строительные качества и укоренившееся представление о том, что они не могут служить надежным основанием для капитальных сооружений. Наиболее крупные и интересные работы, посвященные изучению техногенных отложений, принадлежат Ф. В. Котлову [1947, 1967 гг.], Ю. М. Абелеву и В. И. Крутову [1962 г.].

Характерной особенностью насыпных техногенных отложений является прерывисто-площадное распространение. Мощность их изменяется в широких пределах — от долей метра или 1—2 до 5—6 м, а на отдельных участках до 15—20 м и более. По составу они представлены четырьмя существенно различными группами: 1) породы, состоящие из смеси отходов промышленного и строительного производства; 2) породы, состоящие из смеси отходов производства и бытовых отходов; 3) породы планомерно возведенных насыпей и намытых площадей; 4) породы внутренних и внешних отвалов на месторождениях полезных ископаемых разрабатываемых открытым и подземным способами.

Породы первой группы состоят из смеси перелопаченных песчаных и глинистых пород, шлака, золы, гари, отходов литья, битого кирпича, обломков металла и других промышленных отходов. В этих породах иногда встречаются крупные и тяжелые обломки бетонных блоков, кирпичных блоков, остатки металлических труб, листового железа, кусков рельсов, арматурного железа, обломки древесины и др. Распределение крупных и тяжелых включений в основной массе отложений весьма неравномерно. В отдельных случаях они единичны, но иногда их содержание может достигать 10 % от общего объема отложений. В практике встречаются случаи, когда на отдельных значительных участках количество таких включений достигает 15—20 %. Известны примеры, когда при разработке пород этой группы встречались погребенные фундаменты, деревянные настилы и другие детали сооружений.

Плотность пород первой группы чаще средняя, но на отдельных участках значительно выше средней. Разрабатываются они экскаваторами с предварительным рыхлением и разбивкой крупных блоков. Большие трудности при их разработке создают включения большой длины — трубы, рельсы, полосное железо и другой железный лом, бетонные и железобетонные балки, плиты и др. Примером распространения пород этой группы является Кировский район Ленинграда, на территории которого они вскрыты многочисленными строительными котлованами.

Из приведенной характеристики видно, что породы первой

группы достаточно неоднородны; по сложности разработки они могут относиться к строительным категориям от II до V включительно. Опыта строительства капитальных сооружений на таких породах мало, и он недостаточно освещен в литературе. Обычно эти отложения прорезают глубокими котлованами или сваями до подстилающих их естественных пород, хотя известно немало примеров, когда они успешно использовались в качестве оснований сооружений.

Породы второй группы состоят из смеси отходов промышленного производства и бытовых отходов, распространены главным образом в районе свалок на месте бывших или современных окраин городов. Типичным районом распространения таких пород является Гавань на Васильевском острове в Ленинграде. Здесь в их толще встречается самый различный материал, состоящий из отвалов различных горных пород, отходов промышленного и строительного производства (много битого кирпича, бетонных блоков и др.) и бытовых отходов, находящихся в той или иной степени разложения. В их толще много сгнивших и полусгнивших обломков древесины, древесной щепы, стружки, опилок. Поэтому породы второй группы, как правило, имеют недостаточную и неоднородную плотность сложения. Крупные и тяжелые включения в них встречаются, но реже, чем в отложениях первой группы. Разрабатываются они легче, принадлежат обычно ко II и III строительным категориям, и только когда в них встречаются крупные и тяжелые включения, переходят в породы IV строительной категории. Плотность сложения пород второй группы зависит в значительной степени от их состава и возраста.

Капитальные сооружения на таких породах, как правило, не строят, обычно их прорезают до подстилающих более надежных естественных пород. В отдельных случаях при необходимости строительства на них сооружений применяют все меры, предусматривающиеся при строительстве на сильно и неравномерно сжимаемых породах: армированные пояса, осадочные швы, разрезку зданий на отдельные жесткие отсеки, свайные основания, полную или частичную замену слабых пород и др.

Породы третьей группы, планомерно насыпанные или намытые, могут состоять как из глинистых, так и из песчано-гравийно-галечных и разрушенных на глыбы и щебень скальных и полускальных пород. Так, например, отдельные площади территорий городов Москвы, Киева, Тбилиси и Ленинграда покрыты спланированными отвалами глинистых и разрушенных скальных и полускальных пород из горных выработок метрополитена. Многие площади некоторых перечисленных городов и многих других покрыты песчаными породами, намытыми планомерно, отдельными слоями.

Породы этой группы часто достаточно однородны, плотность сложения их зависит от времени естественного уплотне-

ния или интенсивности искусственного уплотнения. По плану развития Ленинграда и других городов на территориях распространения таких пород ведется большое строительство. Условия строительства капитальных сооружений на таких территориях зависят не только от состава и строения отсыпанных и намывных пород, но и особенно от состава, состояния и свойств пород подстилающих. Поэтому для обоснования проектов отдельных сооружений или их комплексов должны проводиться детальные инженерно-геологические исследования намечаемых строительных площадок.

Породы четвертой группы слагают внутренние и внешние отвалы на месторождениях полезных ископаемых, разрабатываемых открытым и подземным способами. Они состоят из самых различных пород, слагающих месторождения, состав их зависит также от способа разработки, транспортировки и складирования. Плотность сложения и устойчивость этих пород различны и зависят от их состава, продолжительности стояния, т. е. естественного уплотнения, а также от пород, их подстилающих, т. е. их естественного основания.

Капитальные сооружения на таких породах обычно не строят, однако изучение их свойств представляет большой практический интерес в связи с необходимостью оценки их устойчивости в отвалах, проектирования инженерных мероприятий для предупреждения развития оползневых деформаций и др.

МЕТОДЫ ИСКУССТВЕННОГО УЛУЧШЕНИЯ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД

Х-1. Общие сведения

В природных условиях горные породы могут иметь недостаточную плотность, прочность и устойчивость, высокие естественную влажность, водопроницаемость, водообильность, деформируемость и другие неблагоприятные свойства, которые влияют на устойчивость проектируемых или строящихся сооружений, на условия производства строительных и горных работ и развитие геологических процессов. В таких случаях применяют разнообразные инженерные мероприятия и в том числе различные способы улучшения свойств горных пород. Последние позволяют преобразовывать их состояние и свойства в нужном направлении, т. е. в направлении повышения плотности, монолитности, прочности и устойчивости, уменьшения деформируемости и водопроницаемости.

Так, например, если в полускальных породах основания проектируемой плотины имеются трещины и есть опасность значительных потерь воды на фильтрацию, применяют искусственное уплотнение пород путем их цементации, глинизации, битумизации и другими способами; создают противотифльтрационные завесы. Если в связи с повышенной трещиноватостью имеются опасения, что плотина может дать значительные осадки, то искусственное уплотнение пород производят не только для уменьшения их водопроницаемости, но и деформируемости. Если основанием проектируемого здания будут служить песчаные породы недостаточной плотности, рыхлые, то для обеспечения его устойчивости и долговечности применяют искусственное уплотнение и закрепление пород трамбованием, вибрацией, силикатизацией и другими способами. При строительстве шахт, туннелей и других подземных сооружений иногда возникает необходимость в защите их от затопления или в придании неустойчивым слабым водоносным породам временной устойчивости и прочности. В таких случаях широко применяют искусственное замораживание пород.

В настоящее время хорошо разработаны и широко применяются многочисленные методы искусственного улучшения свойств горных пород. Большие заслуги в развитии этого направления в науке о горных породах принадлежат ученым

Советского Союза — Б. А. Ржаницину, С. С. Морозову, Е. М. Сергееву, В. В. Аскаланову, Ф. В. Котлову, Н. Г. Трупаку, Х. Р. Хакимову, В. М. Безруку, А. Н. Адамовичу, Г. М. Ломизе, И. М. Литвинову, Л. И. Курденкову, Т. К. Жинкину, В. С. Коржуеву, Б. М. Гуменскому, С. Д. Воронкевичу и другим.

Применяемые методы искусственного улучшения свойств горных пород делятся на механические (трамбование, виброуплотнение и др.), физические (обжиг, замораживание, электроосмотическое осушение, глинизация, битумизация и др.) и химические (силикатизация, цементация и др.). Выбор метода зависит от следующих факторов: 1) группы и петрографического типа горных пород и их физического состояния; 2) строительных требований к породам; 3) технической возможности применения того или иного метода в данных конкретных условиях и 4) экономической выгоды по сравнению с другими возможными инженерными мероприятиями, обеспечивающими решение поставленной задачи.

Работы по искусственному улучшению свойств горных пород, как и большинство любых других инженерных мероприятий, выполняются по специальным проектам, в которых дается обоснование технической возможности, целесообразности и экономической выгоды применения того или иного метода для конкретной строительной площадки и сооружения. Разработка таких проектов производится на материалах детальных инженерно-геологических исследований.

Х-2. Методы улучшения свойств скальных и полускальных горных пород

Применяемые методы. Главное влияние на физико-механические свойства скальных и полускальных горных пород и их инженерно-геологическую оценку кроме некоторых особенностей вещественного состава и строения (структуры и текстуры) оказывают трещиноватость, закарстованность и выветрелость. Они нарушают монолитность пород, снижают их плотность, прочность и устойчивость, повышают деформируемость и водопроницаемость и обуславливают водоносность и водообильность. Поэтому методы улучшения свойств таких пород обычно направлены на восстановление их монолитности и плотности, повышение прочности и устойчивости, снижение деформируемости и водопроницаемости. Они состоят главным образом в цементации, глинизации и битумизации, а для временного улучшения в замораживании.

Цементация. Этот метод состоит в том, что в породы через специально пробуренные скважины после тщательной их промывки водой нагнетают цементный раствор, который проникает в трещины и пустоты, схватывается с породой, твердеет и придает ей монолитность, плотность, устойчивость и прочность и значительно снижает деформируемость и водопроницаемость. Цементацию наиболее часто применяют в следующих случаях.

1. Для улучшения естественных оснований зданий и сооружений. В этом

случае перед возведением фундаментов производят площадную цементацию пород по дну котлована на глубину распространения дополнительных напруг от веса сооружения.

2. Для повышения устойчивости горных пород в подземных выработках и защиты их от притока воды. В этом случае производят также площадную цементацию пород за обделку подземной выработки, добываясь плотного ее прилегания к окружающим породам, повышения их монолитности и устойчивости и гидроизоляции подземных выработок от окружающей их среды.

3. Для повышения устойчивости горных пород в откосах выемок, карьеров и стенках котлованов. В этом случае производят местную или площадную цементацию пород для придания им монолитности и устойчивости.

4. При устройстве противофильтрационных завес. В этом случае породы цементируют на глубину вдоль определенной зоны, преграждая путь движения подземных вод. Так, например, устраивают противофильтрационные завесы под плотинами и в их примыканиях для предупреждения значительных потерь воды на фильтрацию и уменьшения взвешивающего действия (противодавления) воды в основании сооружения. Завесы устраивают также вдоль определенных линий для предупреждения потерь воды из водохранилищ или для защиты котлованов, карьеров и других глубоких выемок от притока воды.

Цементация горных пород выполняется цементным раствором различной концентрации в зависимости от степени их трещиноватости или закарстованности, ширины и размера пустот. Как показывает практика, концентрация цементного раствора, т. е. отношение массы цемента к массе воды, может изменяться от 1:1 до 1:(10÷12) и даже 1:(20÷25). Чем тоньше трещины и меньше размер пустот, тем более жидким должен быть раствор и, наоборот, открытые (зияющие) трещины и крупные пустоты цементируют раствором более густым. В этом случае при приготовлении цементного раствора применяют инертные добавки: песок, гравий, щебень, гальку и др.

Предел применимости цементации в известной мере определяется шириной трещин. Установлено, что трещины тоньше 0,15 мм не могут быть зацементированы, так как зерна цемента не могут проникнуть в такие трещины. По этим же причинам цементация неприменима для уплотнения песчаных пород. Выбор цементного раствора, режима цементации (давление, продолжительность) и способа цементации (зонами снизу вверх или сверху вниз) в каждом конкретном случае должен обосновываться данными опытной цементации. Радиус распространения цементного раствора в породе, а следовательно, и расстояния между цементационными скважинами зависят от размера трещин и характера трещиноватости или закарстованности пород, концентрации цементного раствора, от давления, при котором нагнетается раствор в скважину, и продолжительности цементации. Все эти параметры определяются также по данным опытных фильтрационных работ и опытной цементации.

Как показывает практика, расстояние между цементационными скважинами измеряется первыми метрами (от 1,5—2 до 3—4 м), а давление — от долей мегапаскалы до единиц мегапаскал. Качество цементации и долговечность улучшения свойств пород зависят от скорости схватывания (твердения) цементного раствора и устойчивости в агрессивной среде. Схватывание цементного раствора должно происходить сразу же после заполнения им трещин и пустот в породе. Поэтому для цементации крупнотрещиноватых и кавернозных пород применяют быстро схватывающиеся растворы (с активными добавками), а для тонкотрещиноватых пород — медленно схватывающиеся. Для обеспечения устойчивости цемента в агрессивных средах применяют соответствующие его марки. Для повышения проникающей способности растворов, улучшения качества цементации и снижения ее стоимости во многих случаях применяют цементно-глинистые растворы.

Глинизация. Для уменьшения водопроницаемости сильнотрещиноватых горных пород или с пустотами больших размеров, характеризующихся большим удельным водопоглощением (до 100 л/мин), применение цементации может оказаться нецелесообразным. В этом случае она может быть заме-

цена глинизацией, особенно если породы неводоносны, но после строительства сооружений трещины и пустоты в них могут стать путями фильтрации.

Метод глинизации состоит в том, что в породе через специально пробуренные скважины нагнетают глинистый раствор плотностью 1,20—1,40 г/см³ под давлением в 2,0—3,0 МПа. Под таким давлением вода из глинистого раствора отжимается и происходит спрессовывание глинистого материала в трещинах и пустотах. Последующее его разбухание еще более улучшает тампонирующее трещин и пустот и снижает водопроницаемость пород.

Для глинизации лучше применять легкие глины и суглинки гидрослюдистого и каолинистового состава, так как они легче отдают воду. С целью улучшения и ускорения тампонирующего пород к глинистым растворам прибавляют коагуляторы, а также по возможности увеличивают давление при нагнетании. Теперь часто глинистые растворы заменяют смешанными — глинисто-цементными, глинисто-известковыми и др. Их применение позволяет не только сильно снижать водопроницаемость пород, но и связывать их в прочный более водостойчивый монолит. Такими растворами можно тампонировать даже обводненные породы с коэффициентом фильтрации до 100 м/сут. Выбор глинистого раствора, расположение скважин для устройства водонепроницаемых экранов и завес и другие параметры обосновываются данными опытных фильтрационных работ.

Битумизация горячая. Для уменьшения водопроницаемости сильно трещиноватых горных пород, а также пород с пустотами больших размеров, водоносных, в которых подземные воды движутся с большой скоростью, применение цементации и глинизации нецелесообразно и невыгодно. В этом случае хорошие результаты дает применение метода горячей битумизации. Сущность его состоит в том, что через специально пробуренные скважины в породе нагнетают битум с температурой 150—180 °С. Заполняя трещины и пустоты в породе, он вытесняет воду, застывает, и порода становится водонепроницаемой. Связь битума со стенками трещин и пустот определяется силой его уплотнения и трения. Для того чтобы разогретый на поверхности битум не остывал при прохождении через соединительную арматуру и спущенный в скважину иньектор, последний снабжают электрическим нагревателем. Таким образом, битум вводят в породе в горячем состоянии, что обеспечивает его распространение на некоторое расстояние от скважин.

Как показывает практика, радиус распространения битума в трещиноватых породах не более 1 м. Поэтому расстояния между скважинами при создании водонепроницаемой завесы или зоны должны быть не более 0,75—1,5 м. Битум обладает высокой вязкостью, он не заполняет трещин шириной менее 0,2—1 мм, и поэтому абсолютной водонепроницаемости пород этим методом не достигается. Горячая битумизация значительно и надолго уменьшает водопроницаемость пород, битум не размывается, устойчив в любой агрессивной воде даже при больших скоростях ее движения.

Искусственное замораживание. Этот метод уплотнения и укрепления пород основан на замораживании находящейся в них воды. При ее замерзании в трещинах и пустотах скальных и полускальных пород образующийся лед заполняет их и порода становится водонепроницаемой. При замораживании песчаных и обломочных, а также глинистых пород вода в их порах превращается в лед, который цементирует породы. При этом повышаются их прочность и устойчивость, породы становятся водоупорными.

Таким образом, метод искусственного замораживания применим как для скальных и полускальных, так и особенно для закрепления неустойчивых водоносных рыхлых несвязных и мягких связных пород. Сущность этого метода сводится к следующему. По контуру котлована, горной выработки или туннеля бурят ряд скважин на расстоянии 0,8—1,5 м одна от другой, диаметром 200—250 мм, глубиной на 3—5 м больше требуемой глубины замораживания. Скважины могут быть вертикальными, наклонными и в некоторых случаях горизонтальными. Замораживание пород производят охлаждением до температуры —20 °С и ниже рассолом (CaCl₂, NaCl, MgCl₂ и др.), циркулирующим в замораживающих колонках, установленных в скважинах. Рассол охлаждают в специальных холодильных установках.

Искусственным замораживанием должно быть достигнуто закрепление пород для создания прочного и водонепроницаемого замкнутого контура на время производства строительных или горных работ. Под защитой созданной таким образом зоны мерзлых пород проходят котлованы, закладывают фундаменты, проходят шахты, туннели и другие горные выработки и выемки. Во время этих работ породы в ограждающей зоне поддерживают в мерзлом состоянии. По окончании строительных работ замораживание прекращают и породы оттаивают естественным или искусственным путем. Таким образом, искусственное замораживание применяют для временного укрепления горных пород как средство борьбы с обводнением шахт, туннелей, котлованов и других горных выработок; для временного закрепления плавунных и неустойчивых пород, вскрываемых выработками; для устройства временных мерзлотных стен и противофильтрационных завес. Эти работы выполняются по специальным проектам, обоснованным соответствующими инженерно-геологическими данными.

В некоторых случаях искусственное замораживание применяют как способ постоянного укрепления горных пород и обеспечения их водонепроницаемости. Так, например, при строительстве и эксплуатации земляных плотин и некоторых других сооружений в районах развития многолетней мерзлоты горные породы в основаниях или в теле сооружений постоянно поддерживаются в замороженном состоянии.

Х-3. Методы улучшения свойств рыхлых несвязных горных пород

Применяемые методы. Основными неблагоприятными свойствами песков, гравелистых, щебенистых и галечниковых пород являются следующие: 1) недостаточная плотность сложения — рыхлость; 2) большая водопроницаемость и обводненность и 3) малая устойчивость, склонность переходить в плавунное состояние и разжижаться. Эти свойства рыхлых несвязных пород обуславливают значительные и неравномерные осадки сооружений и нарушение их устойчивости. Со значительной водоносностью этих пород обычно связаны большие притоки воды к строительным котлованам и подземным сооружениям, они осложняют производство строительных и горных работ. Улучшение свойств таких пород направлено на повышение их плотности и устойчивости и понижение водопроницаемости. Для решения этих задач наиболее часто применяют следующие методы: 1) осушение; 2) механическое уплотнение; 3) тампонирующее и кольматирование глиной и другими материалами; 4) укрепление гранулометрическими добавками; 5) закрепление холодной битумизацией, цементацией, силикатизацией, синтетическими смолами и другими материалами; 6) закрепление искусственным замораживанием.

Осушение. Этот способ применяют для: 1) повышения устойчивости пород, предупреждения оплывания, разжижения, оползания, развития суффозионных и других процессов; 2) предупреждения увлажнения, обводнения или засоления пород при подпоре грунтовых вод или под влиянием других причин; 3) защиты котлованов, выемок, карьеров, шахт и подземных сооружений от затопления подземными водами; 4) защиты подземных частей сооружений от агрессивного действия подземных вод. Решение этих задач осуществляется с помощью строительства различных дренажей, т. е. сооружений, снижающих уровень подземных вод на определенную глубину или перехватывающих

щих поток подземных вод на пути их движения. Дренаж может быть постоянным, обеспечивающим длительное осушение горных пород и улучшение их свойств, или временным, осуществляемым только в период выполнения строительных работ. В последнем случае он называется строительным дренажем или строительным водопонижением.

Дренажи различают по конструкции — открытые, закрытые, трубчатые, галерейные и др.; по расположению в породе — горизонтальные, вертикальные, комбинированные, специальные; по расположению в плане — головные, кольцевые, береговые, площадные (систематические) и по гидравлическим особенностям — совершенные, т. е. полностью прорезающие водоносный слой, и несовершенные, прорезающие водоносный слой частично. Описание дренажей, их применение и способы осушения приводятся в специальной учебной и технической литературе.

Механическое уплотнение. Это один из широко распространенных методов улучшения свойств песчаных и других рыхлых обломочных и глинистых пород. Сущность этого метода состоит в том, что путем воздействия на породу трамбованием, укаткой или вибрированием добиваются более плотной упаковки частиц в породе, уменьшения пористости и повышения плотности скелета. Это повышает ее сопротивление сдвигу и сжатию, т. е. устойчивость и несущие способности. Такое улучшение рыхлых несвязных пород применяют при подготовке оснований для промышленных и гражданских сооружений, дорожных и аэродромных покрытий, при строительстве насыпей, дамб, плотин, при подготовке территорий для застройки на намытых или насыпанных породах. Известны примеры применения виброуплотнения для эффективного повышения плотности и устойчивости песков-плывунов.

Уплотнение пород можно производить с поверхности слоями или оно может быть глубинным, когда уплотняющий снаряд погружают в толщу пород на определенную глубину (при устройстве грунтовых свай, глубинном виброуплотнении). При механическом уплотнении пород, особенно в теле земляных сооружений, их доводят до максимальной плотности при оптимальной влажности и рациональной затрате работы (см. гл. VIII).

Тампонирующее и кольматирование глинизацией. Эти методы применяют для уменьшения водопроницаемости песков и других рыхлых обломочных пород. Тампонирующее глинизацией применяют главным образом для уплотнения грубообломочных щебенистых, галечниковых и валунных пород с той же целью, что и при глинизации скальных и полускальных пород. Кольматирование, т. е. вмывание тонкодисперсных глинистых частиц в поры пород или покрытие их с поверхности тонким глинистым слоем, применяют для уменьшения водопроницаемости песков. Так, например, если на обнаженную поверхность песчаных пород, слагающих стенки и дно канала, будет происходить осаждение из воды глинистого материала, а при фильтрации воды глинистые частицы будут вмываться в породу, т. е. произойдет ее кольматация, она станет водонепроницаемой.

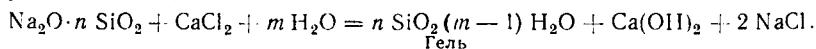
Улучшение гранулометрическими добавками. Этот метод применяют для придания песчаным и глинистым породам большей плотности, устойчивости и прочности при строительстве земляных сооружений и особенно дорожных и аэродромных покрытий. Сущность его состоит в подборе и приготовлении оптимального гранулометрического состава породы, т. е. искусственном изменении его путем введения как крупных скелетных добавок (гравия, грубо- и крупнозернистого песка), так и добавок тонких, заполняющих (пылеватых и глинистых). Как показывает практика, породы оптимального гранулометрического состава, содержащие в определенном соотношении частицы различных размеров и уплотненные до максимальной плотности при оптимальной влажности, являются наиболее прочными и устойчивыми как в сухом, так и в водонасыщенном состоянии. Этот метод улучшения свойств песчаных и глинистых пород широко распространен. Указания о способах приготовления оптимальных смесей и их составе приводятся в специальной литературе.

Битумизация холодная. Применяется для уменьшения водопроницаемости песков путем нагнетания в них битумных эмульсий через специальные инъекторы, заглубленные в породу. Битумные эмульсии состоят из раствора

тонкодисперсных однородных битумных частиц размером, в 25—40 раз меньшим среднего размера частиц породы. Эмульсии, коагулируя в толще песка с отделением воды, заполняют поры породы, связывают ее и снижают водопроницаемость. Способ холодной битумизации применяется главным образом для устройства противофильтрационных завес и ограждений. Опытами установлено, что он приемлем для песков с коэффициентом фильтрации от 10 до 100 м/сут. Радиус распространения эмульсий от инъектора в мелкозернистых песках достигает 0,5—1,0 м, в среднезернистых — 0,75—1,25, а в крупнозернистых — 1,25—2,00 м. Следовательно, при устройстве завесы расстояния между инъекторами в зависимости от состава песков могут изменяться от 0,5 до 3,0—3,5 м. Холодная битумизация применима совместно с горячей битумизацией для заполнения тонких трещин в скальных и полускальных породах и придания им полной водонепроницаемости.

Цементация. Так же как в скальных и полускальных породах, цементация применима для повышения плотности, прочности и главным образом для снижения водопроницаемости грубообломочных пород.

Силикатизация двухрастворная. Этот метод применяют для закрепления песков и придания им механической прочности ($R_{сж}$), которая достигает 5,0—6,0 МПа, устойчивости и водонепроницаемости путем цементации твердеющими гидроокислами кремнекислоты. При двухрастворной силикатизации, применяемой главным образом для песков, через скважины-инъекторы в породу поочередно нагнетают жидкое стекло (силикат натрия $\text{Na}_2\text{O} \cdot n\text{SiO}_2$) и хлористый кальций. Жидкое стекло вытесняет из пор воду. Последующим нагнетанием раствора хлористого кальция вытесняют из них жидкое стекло. Остающиеся при этом на поверхности зерен пленки жидкого стекла вступают в реакцию с CaCl_2 :



В результате этой реакции образуется гидрогель кремнекислоты, который постепенно твердеет и цементирует песок. При поочередном нагнетании растворов добиваются его полной цементации.

Практика показывает, что наиболее эффективно применение этого метода для песков с коэффициентом фильтрации от 2 до 80 м/сут. При меньшей их водопроницаемости применяют однорастворную силикатизацию. Радиус распространения цементации при двухрастворной силикатизации зависит от водопроницаемости песков, обычно он изменяется от 0,25 до 1,0 м. Исходя из этих пределов, назначают расстояния между скважинами-инъекторами. Метод силикатизации получил широкое применение для повышения несущей способности в основании фундаментов сооружений, для повышения устойчивости в подземных выработках, а также при устройстве противофильтрационных ограждений и завес.

Закрепление синтетическими смолами. Одним из новых методов улучшения свойств песков является закрепление их различными полимерными соединениями, разнообразными по составу. К их числу относятся синтетические смолы: карбомидные (мочевино-формальдегидовые), фулфурол-анилиновые, эпоксидные и др. Действие синтетических смол проявляется в цементации породы и придании ей прочности, устойчивости и водонепроницаемости. Так, например, при закреплении песка карбомидной смолой непосредственно перед ее нагнетанием в породу готовят рабочий раствор из водного раствора карбомидной смолы (крепитель) и раствора соляной кислоты (отвердитель). В результате взаимодействия этих растворов образуется гель, который связывает песок в прочный водостойкий и водонепроницаемый монолит. Этот метод применяется при укреплении пород в основании промышленных и гражданских сооружений, дорожных покрытий и др. Радиус закрепления породы изменяется в зависимости от ее водопроницаемости от 0,4 до 1,0 м.

Искусственное замораживание. Этот метод широко применяется для временного закрепления водоносных неустойчивых песков и других обломочных пород. Краткое описание его дано выше.

Х-4. Методы улучшения свойств мягких связных горных пород

Применяемые методы. Неблагоприятные для строительства свойства глинистых пород (малая прочность, низкая несущая способность и большая деформируемость) обусловлены главным образом их высокой влажностью, малой плотностью и неустойчивой консистенцией. Лёссовые глинистые породы водо-неустойчивы и склонны к просадкам. Поэтому методами улучшения свойств этих пород предусматривается снижение их влажности, повышение устойчивости, прочности и уменьшение деформируемости, в том числе и просадочности.

Для изменения свойств глинистых пород в нужном направлении наиболее часто применяют следующие методы: 1) электроосмотическое осушение, 2) электрохимическое закрепление, 3) силикатизацию однорастворную, 4) термическое закрепление — применяют главным образом для слабых глинистых пород высокой влажности и неустойчивой консистенции, а остальные для ние и 5) уплотнение грунтовыми сваями. Первые два метода улучшения свойств лёссовых пород. Кроме того, для глинистых пород при использовании их как оснований земляных сооружений, дорог, аэродромов применяют методы механического уплотнения, улучшения гранулометрическими добавками, а для временного закрепления — искусственное замораживание.

Электроосмотическое осушение. Этот метод является одним из самых эффективных для осушения мягких водонасыщенных глинистых пород — глин, суглинков, супесей, мелко- и тонкозернистых песков, т. е. пород водонепроницаемых или слабопроницаемых в обычных условиях, практически не обладающих водоотдачей. Сущность его состоит в следующем. Если два электрода погрузить в глинистую породу и пропускать через нее постоянный электрический ток, то начнется движение воды к катоду, так как молекулы воды большей частью имеют положительный заряд. Это явление получило название электроосмоса благодаря тому, что одностороннее движение воды через пористую среду происходит под влиянием разности потенциалов электрического тока.

При электроосмосе из породы отделяется не только свободная иммобилизованная и капиллярная вода, но частично и физически связанная. В связи с этим увеличивается эффективная пористость породы и как следствие этого повышается водопроницаемость в суглинках в 10—12 раз, а в глинах до 100 раз. При электроосмотическом осушении глинистых пород в качестве катода используют обсадные трубы буровых скважин. Откачивая из них скапливающуюся воду, добиваются уменьшения влажности пород, повышения их плотности и устойчивости. Наблюдения показывают, что при электроосмосе развиваются явления электрофореза, т. е. движение отрицательно заряженных глинистых и коллоидных частиц к аноду, и другие физико-химические процессы. Так, например, при перемещении воды от анода к катоду переносятся и растворенные в ней различные ионы и в том числе обменные ионы поверхностных слоев физически связанной воды. В результате этого в катодной зоне наблюдаются выделение и накопление труднорастворимых солей, уплотняющих и цементирующих породу. Такое закрепление породы постепенно распространяется от катода к аноду.

Следовательно, при электроосмотическом осушении одновременно происходят уплотнение и закрепление пород, повышение их прочности и устойчивости. Опыты показывают, что все эти процессы необратимы, порода сохра-

няет приданные ей свойства и после прекращения действия постоянного электрического тока.

Для расчета расхода воды, отделяющейся при электроосмосе, используют уравнение Гельмгольца:

$$Q = s \frac{\xi DE}{4\pi \eta L},$$

где Q — количество воды, переносимое электроосмосом в единицу времени, см³/с; s — суммарная площадь поперечного сечения капилляров, см²; ξ — электрокинетический потенциал; D — диэлектрическая постоянная воды; η — коэффициент вязкости воды, м²/с; E — разность потенциалов между электродами; L — расстояние между электродами.

При электроосмотическом осушении это уравнение преобразуют и представляют в следующем виде:

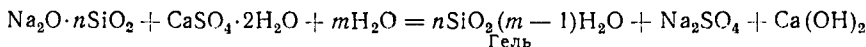
$$Q = K_0 A,$$

где Q — количество электроосмотически выделившейся воды за время t ; A — количество электричества за то же время, Кл; K_0 — коэффициент электроосмоса, равный $\xi De / (4\pi \eta)$, где e — удельное электрическое сопротивление породы, Ом/см.

Метод электроосмотического осушения и в известной мере закрепления глинистых пород очень широко распространен в строительной практике.

Электрохимическое закрепление. Электрохимическое закрепление глинистых пород основано также на использовании явления электроосмоса. Выше уже было отмечено, что при электроосмотическом осушении происходят физико-химические процессы, сопровождающиеся выделением труднорастворимых солей, уплотняющих и цементирующих породу. Для усиления этих процессов и повышения их эффективности разработан и распространен метод, основанный на совместном применении электрического тока и химических растворов, вводимых в породу. Введение растворов различных солей, жидкого стекла, полимерных соединений осуществляется через специальные скважины-инъекторы в одной зоне. Растворы распространяются вследствие разности потенциалов электрического тока от анода к катоду. При взаимодействии их с породой, а также благодаря развитию обменных и электролитических процессов и осушения происходит уплотнение и цементация пород, повышаются их прочность, водостойкость и устойчивость. Для того чтобы предупредить образование в породе зон разной степени уплотнения и укрепления в межэлектродном пространстве, применяют прерывистое действие электрического тока со знакопеременными импульсами.

Силикатизация однорастворная. Этот метод применяют главным образом для закрепления лёссовых пород. Он основан на взаимодействии нагнетаемого в породу жидкого стекла, к которому прибавляют 2,5 %-ный раствор NaCl, с растворимыми солями кальция (CaSO₄·2H₂O, CaCO₃), обычно присутствующими в лёссовых породах. В отличие от двухрастворной силикатизации в этом методе роль второго раствора, при взаимодействии с которым из жидкого стекла выделяется гель кремневой кислоты, выполняет сама порода.



Прибавление NaCl к жидкому стеклу повышает растворимость солей кальция в породе, особенно гипса, и тем обеспечивает более быстрое выпадение в осадок геля кремнекислоты, цементирующего породу. Она становится водостойчивой, водонепроницаемой, прочной ($R_{сж}$ до 0,6 МПа) и непроработочной.

Радиус закрепления при однорастворном методе силикатизации зависит от водопроницаемости породы и, как показывает практика, изменяется от 0,2 до 1,0 м. При закреплении лёссовых пород вместо сплошной силикатизации иногда применяют устройство силикатизированного основания в виде отдельных столбов — свай.

Термическое закрепление. Этот метод широко применяется для закрепления лёссовых пород и устранения у них просадочных свойств. Основой его является термическая обработка — обжиг пород. Он осуществляется двумя способами. По первому способу в специально пробуренную скважину нагнетают воздух, раскаленный до 600—800 °С в специальных агрегатах. При втором способе производят сжигание горючего (газа, солярки, нефти, угля, кокса) непосредственно в скважине. Для усиления фильтрации в породе горячих продуктов горения и воздуха в ней поддерживается избыточное давление (0,2—0,3 МПа). Чтобы поддерживать это давление, устье скважины герметично закрывают. Второй способ обжига пород при термическом их закреплении считается более простым и экономически более выгодным.

Практика показывает, что термическое закрепление пород распространяется на 1,0—1,2 м от скважины. Поэтому для создания сплошного монолита закрепленных пород расстояния между скважинами должны быть не более 2,0 м. Размещение их может быть и таким, при котором укрепление породы не образует сплошного монолита. В этом случае применяют устройство основания в виде отдельных столбов обожженной породы.

Уплотнение грунтовыми сваями. Одним из видов механического уплотнения пород является уплотнение их грунтовыми сваями. Этот метод применяют для повышения несущих способностей лёссовых пород в основаниях фундаментов сооружений и устранения их просадочности. Сущность его заключается в расположении на определенном расстоянии друг от друга скважин, которые заполняют породой и уплотняют трамбованием тяжелыми трамбовками, падающими с некоторой высоты. Если естественная влажность уплотняемой породы меньше оптимальной, то ее увлажняют. При трамбовании породы происходит уплотнение пород в скважине, вокруг нее и между скважинами. Таким образом, как в породах, слагающих грунтовые сваи, так и между ними нарушается макропористость лёссовых пород, повышаются их плотность и несущие способности и устраняется просадочность. Грунтовые сваи в основании проектируемых фундаментов размещают обычно в шахматном порядке на расстояниях, обеспечивающих уплотнение пород между сваями. Для этого предварительно производят опытное уплотнение пород.

Х-5. Поверхностные методы искусственного улучшения свойств рыхлых несвязных и мягких связных горных пород

Рыхлые несвязные и мягкие связные горные породы широко используются не только как строительный материал для различных земляных сооружений (плотин, дамб, дорожных насыпей и др.), но и как дорожно-строительный материал при устройстве дорожных и аэродромных покрытий, взлетно-посадочных полос, площадок и т. д. При этом к ним предъявляются особые требования. Они должны обладать достаточной прочностью и устойчивостью при воздействии различных динамических нагрузок и внешних климатических факторов. Это значит, что они должны характеризоваться высоким сопротивлением внешним нагрузкам, не давать деформаций, превышающих допустимых пределов, не размокать и не набухать при увлажнении, не пучиться при промерзании, не разрыхляться и не образовывать обильной пыли в сухом состоянии.

Для придания горным породам требуемых качеств в рассматриваемых случаях применяют различные методы искусственного улучшения их свойств. Так как при устройстве дорожных и аэродромных покрытий улучшение свойств пород требуется производить на небольшие глубины, применяемые в этих случаях методы относятся к поверхностным в противоположность глубинным, наиболее часто применяемым при других видах строительства. С помощью поверхностных методов свойства горных пород преобразуют как в условиях естественного залегания, так и при нарушении их естественного залегания и сложения. Классификации и сущность методов, применяемых для поверхностного улучшения свойств песчаных и глинистых пород при дорожном и аэродромном строительстве, показаны в табл. X-1.

Методы искусственного улучшения свойств песчаных и глинистых пород при дорожном и аэродромном строительстве (по В. Ф. Бабкову и А. В. Гербурт-Гейбович)

Регулирование физического состояния пород			Искусственное изменение свойств пород — вводимые добавки		
Водного режима	Теплового режима	Плотности:	Гранулометрические, изменяющие состав твердой фазы:	Изменяющие состав жидкой фазы:	Гидрофобизирующие:
Осушение дрена- рованием	Устройство тер- мозоляцион- ных покрытий и прослоек	Укатка Трамбование Виброуплот- нение	1) крупно- и грубозерни- стые 2) глинистые и тонкозерни- стые	легкорастворимые соли	1) известь 2) цемент и другие гид- равлические вяжущие 3) битумные и дегтевые ма- териалы 4) синтетиче- ские поли- мерные вещества
Изоляция от ис- точников ув- лажнения водо- непроницаемы- ми и капилля- ропрерываю- щими прослой- ками	Прогрев и обжиг				
Осушение лесо- мелиоратив- ными спосо- бами					

ПРОСТРАНСТВЕННАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ И ИЗМЕНЧИВОСТЬ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД

XI-1. Определение понятий

Важнейшим элементом инженерно-геологических условий любой территории, как уже было отмечено выше, являются горные породы, участвующие в ее геологическом строении, определяющие характер рельефа, развитие геологических процессов, распространение подземных вод и месторождений полезных ископаемых. В то же время они служат естественным основанием для различных сооружений, средой для них, а для многих и строительным материалом.

Горные породы в земной коре составляют геологические тела различной формы. Поэтому при описании и оценке инженерно-геологических условий регионов, областей, районов и участков в первую очередь необходимо выявлять, проследивать и показывать на геологических картах, разрезах и других геологических документах распространение геологических тел, сложенных горными породами различного состава, строения и физико-механических свойств. По существу это выявление и прослеживание границ, их разделяющих, это разграничение геологических тел не одного рода в стратиграфическом, генетическом, петрографическом отношениях и соответственно по их физико-механическим свойствам.

Здесь важно подчеркнуть, что когда говорят о неоднородности, т. е. не об одном роде геологических тел, заполняющих геологическое пространство, то это понятие надо связывать с наличием между этими телами границ явных, четких, постепенных, расплывчатых или предполагаемых. Общеизвестно, что в пределах однородного пространства проведение каких-либо границ не имеет смысла, так как разделение его на более мелкие участки не приведет к различиям в комплексе признаков [Родионов Д. А., 1968 г.].

При выделении разного рода геологических тел в неоднородной среде необходимо учитывать их важнейшие особенности, существенно определяющие их индивидуальность и оценку в инженерном аспекте. Например, в геологическом разрезе выделяются толщи, горизонты, слои, зоны горных пород различного стратиграфического, генетического и петрографического рода и соответственно различных строительных качеств; в не-

однородной горной породе выделяются частицы разного размера и т. д.

Заметим, что неоднородность, предопределяющая проведение границ, не всегда устанавливается сразу, а по мере накопления необходимых фактов. Например, в толще лёссовых пород отдельные их зоны или горизонты могут обладать существенно различной просадочностью. Поэтому выделив первоначально (на начальных стадиях изысканий) как будто однородную толщу лёссовых пород, при последующем изучении (при более детальных исследованиях) уточняют ее неоднородность и разграничивают на зоны или горизонты по степени просадочности, т. е. по признаку, очень важному для инженерной оценки этих пород.

В основе выявления, характеристики и оценки пространственной неоднородности свойств горных пород должны лежать геологические методы. Признаки, используемые для выделения геологических тел в геологическом разрезе тех или иных территорий, должны быть устойчивыми, малоизменчивыми, позволяющими при визуальном изучении геологических тел считать их однородными. Поэтому любые геологические исследования при съемке и разведке должны быть направлены на выделение в пределах геологического пространства по признакам сходства и различия однородных полей, участков, толщ, слоев и зон. Это направление является ведущим мотивом системы инженерных изысканий, любых геологических исследований.

При более детальном изучении горных пород, слагающих геологические тела, с применением специальных методов, всегда устанавливается их неоднородность, неулавливаемая при визуальных наблюдениях; например, изменение содержания тех или иных минералов или частиц в породе, степень влажности, плотности, прочности и т. д. по простиранию слоя или зоны пород или по глубине на самых малых расстояниях. Для такой степени неоднородности характерно отклонение отдельных признаков, качеств, свойств пород от средних значений, но не настолько значительное, чтобы можно было устанавливать его визуально. Поэтому отдельные петрографические типы горных пород макроскопически выглядят как бы однородными (квази-однородными), и только при детальном их изучении можно обнаружить изменения каких-то признаков и свойств от точки к точке. Следовательно, пространственная изменчивость свойств горных пород есть вид их неоднородности, устанавливаемый при детальном изучении специальными методами.

Надо отметить, что изменчивость горных пород — это их природное свойство. Поэтому оценку физико-механических свойств пород нельзя давать на основании единичных определений, испытаний и измерений. Для достоверной и надежной их характеристики производят многочисленные определения показателей свойств в лабораторных и полевых условиях. Обоб-

щение и анализ данных этих исследований позволяют устанавливать степень изменчивости свойств и наиболее представительные обобщенные, расчетные и другие характерные показатели для той или иной толщи, слоя, пачки, зоны или разности горных пород. При таком обобщении, анализе и оценке свойств пород используют главным образом методы математической статистики и теории вероятностей.

Таким образом, пространственная неоднородность и изменчивость свойств горных пород — не одно и то же. Это и вызывает необходимость их изучения на различных уровнях: макроструктурном (при изучении организации геологического пространства, формы и условий залегания геологических тел, сложенных разными горными породами), микроструктурном (при изучении состава, строения и свойств горных пород и их изменчивости) и молекулярном (при изучении природы прочности и устойчивости структурных связей в горных породах и их влияния на прочность, деформируемость и устойчивость пород).

XI-2. Закономерности пространственной неоднородности и изменчивости состава, состояния и свойств горных пород

Закономерности распространения геологических тел в геологическом пространстве, геологического строения тех или иных территорий, связаны с геологической историей их развития, с условиями образования и существования горных пород в земной коре. Соответственно с этим связаны и основные закономерности пространственной неоднородности свойств горных пород. Они в первую очередь проявляются в стратиграфии и стратификации отложений и комплексов пород, формах и условиях их залегания и тектонической нарушенности. Это позволяет выделять в геологическом пространстве не только разности и комплексы горных пород не одного рода, но и разного рода геологические структуры — массивные, слоистые, складчатые, разрывные и др.

Стратиграфия, как известно, отражает последовательность образования отложений и комплексов горных пород разного возраста, слагающих территорию, и их возрастные соотношения, а стратификация — последовательность напластования разных петрографических типов горных пород в вертикальном разрезе, от поверхности земли на глубину. Все эти данные обычно отображают на геологических колонках, картах, разрезах и других материалах. Такие материалы позволяют наглядно представить, какие отложения и комплексы горных пород разного возраста распространены по площади и на глубину. Из этих данных обычно видна степень неоднородности и сложность геологического строения рассматриваемой площади.

Хорошо известно, что многие горизонты, слои, толщи и комплексы горных пород, характерные в инженерно-геологическом отношении в силу своих особых свойств и физического состояния, занимают определенное положение в геологическом разрезе (например, глины и глинистые породы малой прочности, а также легко размокающие и набухающие; пльвуны; горизонты пород повышенной закарстованности, водоносные; горизонты пород, склонных к поддуванию; удароопасных и др.). Поэтому стратиграфия как бы контролирует закономерности распространения и размещения таких геологических тел и соответственно закономерности неоднородности горных пород. Стратификация показывает границы раздела между петрографическими типами горных пород в геологическом разрезе, положение поверхностей, зон и слоев ослабления, а также распространение водоносных горизонтов, зон и комплексов, локальных и региональных водупоров относительно строительных объектов (котлованов, горных выработок и др.) и степень их защищенности от притоков подземных вод и их воздействия.

Неоднородность свойств горных пород может иметь закономерный и закономерный или, точнее, условно закономерный характер проявления в пространстве и во времени. Например, на Русской равнине в направлении с севера на юг наблюдается смена ледниковых (моренных) отложений водноледниковыми. Такое пространственное расположение отложений разного рода обуславливает разный характер геологического разреза в пределах внутриледниковой (интергляциальной) и приледниковой (перигляциальной) областей, что вполне закономерно и связано с их геологической историей. В горных районах широко распространены пролювиальные континентальные отложения. Среди них выделяются два существенно различных петрографических типа пород с разными физико-механическими свойствами: 1) крупнообломочные, неотсортированные или плохо отсортированные — в устьях горных рек, 2) глинистые хорошо отсортированные — на предгорных равнинах или в межгорных впадинах. Эти два типа пролювиальных отложений обычно связаны между собой серией переходных разностей. Такая пространственная смена горных пород разного рода закономерна и связана с условиями их образования. В геологическом разрезе осадочных толщ часто наблюдается смена обломочных пород глинистыми, а последних — карбонатными. Такая пространственная (и соответственно временная) смена горных пород закономерна и связана с особенностями геологической истории, осадочного процесса.

Выше, в гл. II и VIII, уже обращалось внимание на то, что если рассматривать особенности формирования различных генетических типов глинистых отложений (как и песчаных), а затем процессы литификации, преобразующие их состав, физическое состояние и свойства, можно сделать вывод, что свой-

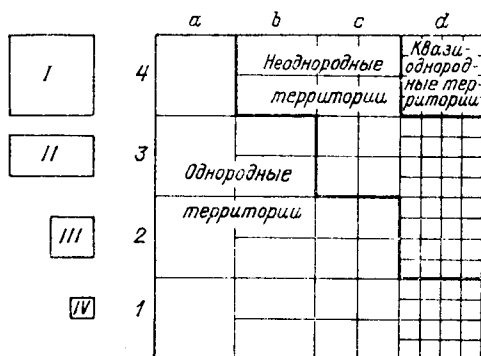


Рис. XI-1. Диаграмма, характеризующая зависимость числа границ и общей их протяженности от степени неоднородности горных пород на рассматриваемой площади.

Степень неоднородности горных пород: *a* — улавливаемая специальными методами; *b* — заметная; *c* — значительная; *d* — очень резкая. *I* — *IV* — размеры территорий, сопоставляемые с размерами отдельных частей неоднородного геологического пространства; *1* — *4* — размеры отдельных частей неоднородного геологического пространства.

венно характеризуется и хорошо контролируется показателями физико-механических свойств. При таком подходе сразу намечается определенная закономерная генетическая ветвь петрографических типов глинистых пород не одного рода.

Неоднородность в пространстве может иметь и незакономерный характер проявления. Например, в ледниковых (моренных) отложениях, если их рассматривать на ограниченной площади, валуны и глыбы распространены обычно незаконмерно. В осадочных породах нередко наблюдается большая сложность геологического разреза, обусловленная частым и неправильным (по простиранию и мощности) пересланчиванием пород различного петрографического состава, среди которых встречаются породы слабые и неустойчивые.

Степень неоднородности свойств пород, как и инженерно-геологических условий территорий в целом, может быть различной: очень резкой, значительной, заметной и устанавливаемой только при использовании специальных методов исследований. Эта последняя проявляется в непостоянстве, вариациях, изменениях числовых значений показателей некоторых признаков и свойств горных пород в различных их точках. Такая степень неоднородности и является изменчивостью свойств горных пород. Выше уже отмечалось, что состав, строение, состояние и свойства макроскопически однородных горных пород изменяются от точки к точке, это их природное свойство.

ства глинистых пород связаны со всей историей их развития в земной коре, где они переходят из одной зоны в другую, постепенно утрачивают одни признаки и свойства и приобретают новые. Глинистые илы превращаются в мягкие глины, которые постепенно переходят в уплотненные глины, затем в аргиллиты и аргиллиты со следами сланцеватости. Сланцеватые аргиллиты на больших глубинах под влиянием процессов регионального метаморфизма превращаются в типичные метаморфические породы. Степень литификации глинистых пород на каждом этапе количест-

Из рис. XI-1 видно, что степень неоднородности до определенного предела обусловлена числом границ (или общим их протяжением) на рассматриваемой площади геологического пространства, а также что горные породы на площади полей $a1$, $a2$, $a3$ и $a4$ однородны; проведение границ в пределах каждого из них не имеет смысла, хотя при исследованиях специальными методами можно обнаружить изменение признаков и свойств в разных точках. На площади полей b , c и d неоднородность горных пород соответственно заметная, значительная и очень резкая, поэтому возникает естественная необходимость в их разграничении неодинаковым числом границ разной протяженности. В таких случаях фактически приходится выполнять те же операции, что и при составлении геологических карт, разрезов, колонок и др. При этом важно учитывать, что чем больше площадь рассматриваемого геологического пространства или объем геологической среды, тем больше вероятность обнаружить в его пределах неоднородность и, наоборот, чем меньше площадь пространства или объема среды, тем меньше эта вероятность. Здесь проявляется масштабный эффект (см. гл. III).

Когда размеры рассматриваемой территории, например строительной площадки, сопоставимы с размерами отдельных частей неоднородного геологического пространства и эта площадка располагается в пределах одной из этих частей, она может считаться однородной (рис. XI-1, $a1$, $a2$ и др.; $b1$, $b2$, $b3$; $c1$, $c2$ и др.). Когда степень неоднородности горных пород достигает большого значения, отдельные составляющие их элементы (участки, блоки, отдельности) могут утрачивать свое индивидуальное влияние и горная порода в целом становится однородной или, точнее, квазиоднородной.

Однако нельзя только так формально, т. е. в зависимости от размеров площадей геологического пространства, объемов элементов среды, оценивать горные породы в инженерном аспекте. Необходимо учитывать и качество отдельных составляющих геологические тела и в целом рассматриваемое геологическое пространство, т. е. прочность, деформируемость, устойчивость, водопроницаемость горных пород, слагающих толщи, слои, горизонты, зоны и т. д. Так, например, при проектировании и строительстве гидроэлектростанции на р. Свирь на отложениях верхней пестроцветной свиты верхнего девона Главного девонского поля Русской платформы было установлено, что тонкие прослои мягких слабых глин определяют инженерно-геологическую оценку всей толщи отложений. Часто отдельная крупная трещина, тектоническое нарушение создают явную геологическую неоднородность участка горных пород.

XI-3. Критерии для оценки пространственной неоднородности и изменчивости свойств горных пород

Однородными являются такие горные породы, которые по мощности и простиранию геологических тел сохраняют одни и те же внешний облик, петрографический состав, строение (структуру и текстуру), физическое состояние (влажность, плотность, консистенцию, выветрелость, трещиноватость, закарстованность и др.) и свойства. По этим признакам главным образом ограничивают геологические тела разной формы в геологическом разрезе, в геологическом пространстве.

Геологическое строение пространства считается однородным, если в его пределах отмечается однородность геологического разреза, т. е. выделяются малое число геологических тел, его слагающих, одинаковая последовательность их напластования, выдержанность по простиранию и мощности и соответственно имеющих простые формы залегания — толщи, выдержанные мощные слои, горизонты и т. д. Однородными геологические условия надо считать также тогда, когда в пределах рассматриваемого участка геологического пространства наблюдаются одинаковая глубина залегания подземных вод, одинаковая мощность водоносных горизонтов, зон и комплексов, их водообильность, гидравлические свойства, режим, минерализация и химический состав подземных вод.

Любые отклонения от таких условий будут обуславливать неоднородность горных пород в пределах изучаемого геологического пространства, и в тем большей степени, чем более существенными и резкими будут эти отклонения (рис. XI-2). Поэтому в таких случаях возникает необходимость разделять геологическое пространство по площади и на глубину тем или иным числом границ в зависимости от степени его неоднородности. Неоднородность строения геологического пространства может быть обусловлена, например, сложностью геологического разреза, проявляющейся в частом переслаивании горных пород разного петрографического состава, физического состояния и внешнего облика; в изменении мощности толщ, горизонтов, слоев и зон, в их выклинивании; в залегании горных пород в виде линз и залежей, неправильных по форме и различных по мощности.

Неоднородность геологического строения проявляется в неодинаковой глубине залегания поверхности коренных пород и сложном характере рельефа их поверхности; в неравномерной трещиноватости горных пород, появлении крупных зияющих или заполненных слабым материалом трещин, зон трещин, нарушений, зон дробления и др. Неоднородность геологического пространства особенно рельефно выступает, если в его разрезе выделяются горные породы слабые, малой прочности, большой деформируемости и водопроницаемости, а также если подзем-

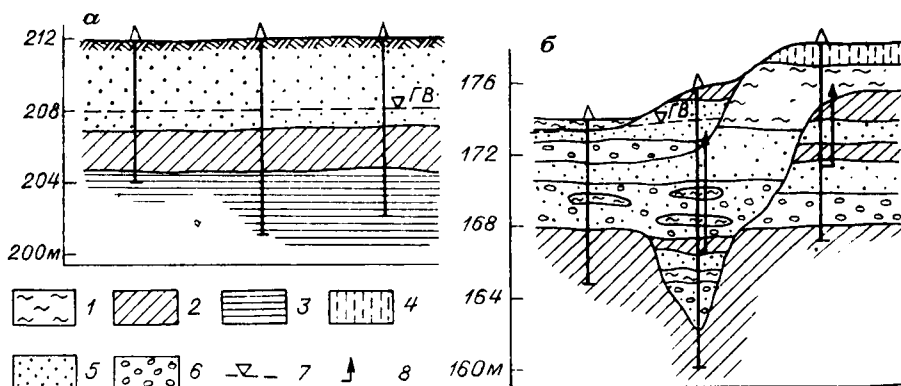


Рис. XI-2. Геологические разрезы, характеризующие различную степень неоднородности геологического строения.

а — однородное; б — неоднородное: 1 — суглинки гумусированные и торфованные; 2 — суглинки; 3 — глины; 4 — суглинки лёссовые; 5 — пески; 6 — галечники; 7 — уровень грунтовых вод; 8 — установившийся уровень напорных вод.

ные воды на разных участках залегают на разных глубинах и в разрезе выделяется большое число водоносных горизонтов и зон разной водообильности.

Из приведенного следует, что в основе установления и изучения неоднородности горных пород действительно должны лежать геологические методы, так как ее проявление связано с условиями образования горных пород и историей геологического развития территорий. Например, в зависимости от того, какими генетическими типами горных пород заполнено геологическое пространство, в первую очередь и определяется степень его неоднородности. Неоднородность горных пород может быть усилена структурно-тектоническими факторами: образованием разных форм складчатости, разрывных нарушений, трещиноватости, раздробленности, а также процессами метаморфизма (особенно контактового), выветривания и др.

Таким образом, критериями неоднородности свойств горных пород являются: 1) сложность геологического разреза, обусловленная распространением различных стратиграфических, генетических и петрографических типов пород, формой и условиями их залегания, невыдержанностью мощности и простирания и тектонической нарушенностью, и 2) неоднородность физического состояния горных пород.

Пространственная изменчивость горных пород связана главным образом с изменчивостью их состава, состояния и свойств. Ее исследованию посвящен ряд работ Г. К. Бондарика [1971, 1976 гг.], Л. В. Иванова [1954 г.], И. Н. Ивановой [1973 г.], Е. Н. Коломенского [1968 г.], Н. В. Коломенского [1968, 1969 гг.], Н. Н. Маслова [1949 г.], В. П. Огонченко



Рис. XI-3. Графики, отражающие закономерности изменчивости состава и свойств горных пород (по Н. В. Коломенскому).

1—3 — изменчивость: 1 — скачкообразная незакономерная; 2 — скачкообразная закономерная; 3 — функциональная.

[1968 г.], М. В. Раца [1968 г.]. Много внимания этой проблеме уделяют также специалисты в геологоразведочном деле, и в частности, В. М. Крейтер [1940 г.], Д. А. Зенков [1955 г.], Е. О. Погребницкий [1969, 1974 гг.] и другие. Теоретические обобщения по этой проблеме в инженерной геологии впервые сделали Н. В. Коломенский и Г. К. Бондарик, которые, изучая закономерности изменения свойств различных генетических и петрографических типов глини-

стых и песчаных пород из самых различных районов, установили, что изменчивость их состава и свойств в конечном итоге может быть сведена к одному из трех типов. На рис. XI-3 приведены графики Н. В. Коломенского, отражающие такие типы изменчивости: 1 — скачкообразная незакономерная, 2 — скачкообразная закономерная и 3 — функциональная.

Скачкообразная незакономерная изменчивость свойств горных пород (тип 1) характеризуется изменением их показателей от точки к точке, причем среднее значение не имеет выраженной тенденции к увеличению в каком-либо направлении по площади их распространения. По Г. К. Бондарнику, такой характер изменения свойств отражает стационарный режим. Изменчивость типа 1 установлена для многих генетических типов отложений. При таком характере изменчивости свойств горных пород расположение, например, разведочных выработок на строительной площадке, установление мест отбора проб горных пород для испытаний не должны зависеть от координат пространства, а при обработке получаемых данных вполне можно применять методы математической статистики.

Скачкообразная закономерная изменчивость свойств пород (тип 2) характеризует изменение их показателей от точки к точке, причем среднее значение имеет тенденцию к увеличению или уменьшению в каком-либо направлении (с глубиной или по простиранию) на площади их распространения, т. е. зависит от координат пространства. Такой характер изменчивости установлен для аллювиальных, делювиальных, флювиогляциальных и других отложений при изучении значительных территорий, на больших расстояниях. На ограниченных участках изменчивость такого характера не устанавливается. По Г. К. Бондарнику, скачкообразная закономерная изменчивость свойств пород отражает нестационарный режим. При инженерных изысканиях строительных площадок, т. е. территорий,

ограниченных по площади, план разведки, опробования и обработки материалов должен быть таким же, как и при изменчивости типа 1. При изысканиях на больших площадях, при проектировании линейных сооружений большой протяженности и т. д. необходимо учитывать изменчивость состава и свойств пород типа 2.

Функциональная изменчивость характеризуется таким изменением свойств горных пород от точки к точке, при котором средние значения показателей располагаются по кривой, т. е. зависят от координат пространства и подчиняются более сложному закону. Такой характер изменчивости обнаружен у пород нарушенного сложения при воздействии на них искусственных факторов, например искусственного увлажнения лёссовых пород, пород в отвалах и насыпях.

Из сказанного следует, что изменчивость состава, состояния и свойств горных пород является геологическим фактором, который влияет на выбор методики инженерных изысканий, т. е. на выбор плана расположения разведочных выработок, мест отбора проб пород, методику статистической обработки и др. Важно знать изменения свойств и состава горных пород как качественные, так и количественные. Они могут быть закономерными и не закономерными. В большинстве случаев это пространственные закономерности, но если они наблюдаются и по глубине толщ, слоев горных пород, то они одновременно являются и временными.

Как показывает опыт изучения различных горных пород, по-видимому, правильнее различать характер изменчивости их свойств по ее сложности, т. е. примерно так, как это рекомендовал Е. О. Погребницкий [1968, 1974 гг.] при изучении месторождений твердых полезных ископаемых: 1) простой — по закону прямой горизонтальной линии или вертикальной, если рассматриваются свойства по глубине; это тип 1 по Н. В. Коломенскому или имеющий стационарный режим по Г. К. Бондарiku; 2) сложный — по закону прямой наклонной линии; это тип 2 по Н. В. Коломенскому или имеющий нестационарный режим по Г. К. Бондарiku. Для такого характера изменчивости устанавливается определенный градиент изменчивости, позволяющий прогнозировать свойства горных пород в той или иной точке их распространения по направлению этого градиента; 3) очень или крайне сложный, который устанавливается

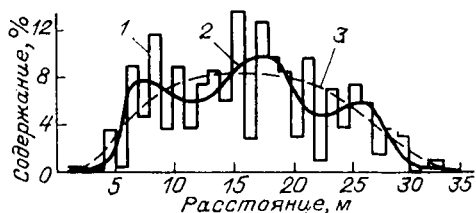


Рис. XI-4. График изменения запасов золота вкрест простирания россыпи (по Н. И. Трушкову).

1—3 — кривые: 1 — по данным исследований отдельных проб; 2 — после первого сглаживания; 3 — после второго сглаживания.

в виде более или менее определенной тенденции или, по Н. В. Коломенскому, функциональной зависимости. Примером этого характера изменчивости может служить рис. XI-4, на котором приведен график изменения запасов золота вкрест простирания россыпи (по Н. И. Трушкову).

По фактическим данным исследований проб распределение золота изменяется крайне резко и как бы незакономерно. Однако построение кривой регрессии путем сглаживания единичных частных определений позволило выявить некоторую сложную закономерность изменчивости распределения золота в зависимости от изменения точек опробования вкрест простирания россыпи. Эта сложная кривая показывает тенденцию к увеличению запасов золота в определенной части залежи. Горные породы могут иметь аналогичный характер изменчивости показателей влажности, плотности, пористости, прочности и других свойств. Е. О. Погребницкий [1968, 1973 гг.] указывает, что такие скрытые тенденции в изменении геологических признаков важны для решения различных практических задач и надо стремиться их вскрыть при выполнении геологоразведочных работ.

Кроме характера изменчивости показателей свойств горных пород важно оценивать и степень их изменчивости, т. е. степень рассеяния (разброса) отдельных частных определений величины x около среднего значения $\bar{X}$. Для этого обычно используют такие статистики, как дисперсия, среднеквадратическое отклонение (стандарт) и коэффициент вариации. Эти простейшие статистические характеристики, как и среднее значение, показывают распределение признаков объекта, являются мерой степени изменчивости (разброса) отдельных частных значений около среднего значения геологически однородного объ-

Т А Б Л И Ц А XI-1

Оценка изменчивости свойств горных пород по какому-либо показателю (по Г. К. Бондарьку)

Соотношение коэффициентов изменчивости по осям X , Y и Z	Оценки степени изменчивости свойств горных пород
$V_x \approx V_y \approx V_z$	Однородны по простиранию и мощности (изотропны)
$V_x \approx V_y \neq V_z$	Однородны по простиранию и неоднородны по мощности (анизотропны)
$V_x \neq V_y; V_{xz} \approx V_{yz}$	Однородны по мощности и неоднородны по простиранию (анизотропны)
$V_x \neq V_y \neq V_z$	Неоднородны по простиранию и мощности

$V_x, V_y, V_z, V_{xz}, V_{yz}$ — коэффициенты изменчивости, подсчитанные по отдельным выборкам

екта, например горной породы в стратиграфическом, генетическом и петрографическом отношениях.

В зависимости от условий и способа образования горных пород и последующих изменений в земной коре степень изменчивости их свойств может быть неодинаковой в горизонтальном направлении и по глубине. Так, например, для некоторых генетических типов отложений (ледниковых, аллювиальных, пролювиальных и др.) установлено, что по направлению сноса рыхлого материала степень изменчивости их свойств одна, а вдоль фронта сноса другая, т. е. наблюдаются два главных направления степени изменчивости, анизотропия степени изменчивости свойств горных пород. Такая же анизотропия нередко наблюдается при сопоставлении степени изменчивости свойств горных пород в толще, слое, зоне по их простиранию и по глубине. Эта закономерность впервые была отмечена Г. К. Бондариком [5] и обобщена в табл. XI-1.

Для оценки анизотропии степени изменчивости свойств горных пород Г. К. Бондарик предложил специальный показатель — модуль изменчивости

$$G = V_m : V_n \text{ или } G = S_m^2 : S_n^2,$$

$$G = V_z : V_y \text{ или } G = S_z^2 : S_y^2,$$

где V_m и V_n — коэффициент изменчивости свойств горной породы по мощности и простиранию слоя, зоны; S_m^2 и S_n^2 — дисперсия изменчивости свойств горной породы по мощности и простиранию слоя, зоны; V_z , V_y , S_z^2 , S_y^2 — соответственно по направлениям z и y (главным направлениям).

Если модуль изменчивости равен единице или приближается к ней, горные породы являются изотропными по степени изменчивости по какому-либо свойству или совокупности свойств. Чем больше этот модуль отличается от единицы, тем большей анизотропией степени изменчивости свойств обладают горные породы. Естественно, что эти особенности свойств горных пород необходимо учитывать при определении методики их изучения и оценки. Так, например, густота разведочной сети, т. е. расстояния между разведочными выработками, интервалы отбора проб горных пород для их лабораторного изучения и т. д. должны определяться в зависимости от степени изменчивости свойств горных пород на исследуемом участке. Эти зависимости установлены Г. К. Бондариком [5] и имеют следующий вид:

$$l_x = \frac{L_x}{\sqrt{n} G}; \quad l_y = \frac{L_y}{\sqrt{n} G},$$

где l_x , l_y — расстояния между разведочными выработками, участками испытания пород, интервалы отбора проб и т. д. по осям X и Y на исследуемом участке; n — оптимальное необходимое число разведочных выработок, проб и т. д. для надеж-

ного и достоверного изучения инженерно-геологических условий рассматриваемого участка, пород в слое, зоне и т. д.; G — модуль изменчивости свойств горных пород; L_x и L_y — размеры исследуемого участка по осям X и Y .

Выше уже было отмечено, что выяснение и оценка закономерностей распределения степени неоднородности и изменчивости инженерно-геологических условий территорий, свойств горных пород и других объектов являются ведущим мотивом системы инженерных изысканий. И действительно, при любой геологической, и в том числе инженерно-геологической, съемке территорий первыми и главными задачами являются выделение, прослеживание и оконтуривание площадей распространения горных пород, разнородных в стратиграфическом, генетическом и петрографическом отношении. При разведочных работах первостепенными являются изучение и расчленение геологического разреза на горизонты, слои, зоны горных пород разного рода, как и при съемке. При опытных работах изучают и оценивают свойства разного рода горных пород, водоносных горизонтов на разных участках. При режимных наблюдениях выявляют масштаб явлений (колебания уровня поверхностных и подземных вод, их напоры, производительность водоносных горизонтов, состав подземных вод, интенсивность развития разного рода оползневых подвижек и других деформаций горных пород и др.) и их обусловленность во времени. Когда определены объекты, процессы и явления разного рода, важно установить и оценить, какова изменчивость признаков и свойств каждого из них в пространстве и во времени.

Приведенные примеры подтверждают высказанное выше положение о том, что выявление и оценка закономерностей распределения характера и степени неоднородности и изменчивости свойств горных пород — это ведущий мотив производства инженерных изысканий. Именно неоднородность и изменчивость горных пород, слагающих территории, определяют сложность условий строительства на них сооружений, методику инженерных изысканий.

XI-4. Научное и практическое значение изучения неоднородности и изменчивости свойств горных пород

Знание неоднородности и изменчивости горных пород — это научная основа для решения геологических задач, связанных с рациональным использованием геологической среды, с изучением геологических условий строительства сооружений и выполнением инженерных работ; с выполнением работ по управлению геологическими процессами и явлениями; с разработкой методик инженерных изысканий, т. е. разнообразных геологических исследований.

Неоднородность и изменчивость свойств горных пород оказывают определяющее влияние на:

1) направление инженерных изысканий, т. е. любых геологических исследований, выполняемых при изучении геологического строения территорий, организации геологического пространства. В состав этих исследований входят: расчленение неоднородного пространства на однородные части — регионы, области, районы, участки или выделение комплексов, толщ, слоев, горизонтов, зон горных пород по стратиграфическим, генетическим, петрографическим признакам и строительным качествам;

2) сложность геологического строения, инженерно-геологических условий территорий, условия рационального использования геологической среды и ее охраны;

3) степень детальности инженерных изысканий, и тем большую, чем значительнее неоднородность и изменчивость горных пород;

4) выбор мест расположения сооружений и необходимость выполнять инженерные изыскания на нескольких или многих конкурирующих участках;

5) размещение (компоновку) сооружений на выбранном участке и необходимость выполнять геологические работы для нескольких вариантов компоновок;

6) глубину врезки сооружений в горные породы и заложения их фундаментов, глубину заложения и направление подземных выработок и сооружений, устойчивость сооружений, их конструкцию и организацию производства строительных и горных работ, выбор расчетных схем и расчетных показателей свойств горных пород;

7) возникновение и развитие геологических процессов и явлений, нарушение устойчивости территорий и сооружений;

8) выбор и осуществление инженерных мероприятий, и в том числе конструктивных, для обеспечения устойчивости и сохранности территорий и сооружений;

9) состав, объем и методику инженерных изысканий.

Таковы главные обстоятельства, требующие выявления, оценки и учета неоднородности и изменчивости состава, строения, физического состояния и свойств горных пород при их инженерно-геологическом изучении. Многие из перечисленных вопросов с необходимой полнотой рассматриваются в соответствующих разделах инженерной геологии — инженерной геодинамике, региональной инженерной геологии, специальной инженерной геологии и инженерной геологии месторождений твердых полезных ископаемых. Здесь же только подчеркнем, что инженерно-геологическое изучение горных пород, — это действительно дальнейшее их геологическое изучение. Оно должно быть фундаментальным специализированным геологическим, с использованием специальных методов исследований и технических средств, и сопровождаться количественными характеристиками и оценками.

XI-5. Обобщенные и расчетные показатели физико-механических свойств горных пород

Физико-механические свойства горных пород нельзя оценивать по единичным испытаниям, определениям или измерениям, так как по своей природе все породы в той или иной степени неоднородны: их состав, строение и свойства изменяются от точки к точке. Многие из них анизотропны, т. е. свойства их неодинаковы в разных направлениях. Поэтому для достоверной и надежной характеристики свойств горных пород производят массовые определения их показателей в лабораторных и полевых условиях. Обобщение и анализ данных этих исследований позволяют устанавливать степень их достоверности и надежности, чтобы характеризовать ту или иную толщу, слой, пачку, зону или разность горных пород.

Естественно, что требования к достоверности и надежности показателей физико-механических свойств горных пород изменяются в зависимости от стадии инженерно-геологических исследований, типа и класса проектируемых сооружений. На стадии рекогносцировочных и предварительных исследований при выборе района и места расположения сооружений обычно достаточны обобщенные, или, как принято их называть в Строительных нормах и правилах СССР, нормативные, показатели.

За обобщенный, нормативный, показатель свойств данной породы принимают среднее значение, полученное по данным испытаний в количестве, достаточном для статистического обобщения (СНиП II—15—74). Обобщенные показатели позволяют давать предварительную характеристику и оценку условий строительства на них сооружений. Использование этих показателей допускается для любых предварительных расчетов.

На стадиях детальных и дополнительных исследований, выполняемых для обоснования проектов и оценки условий строительства конкретных сооружений, кроме обобщенных показателей необходимо устанавливать также и особо обоснованные — расчетные. Во многих случаях в качестве расчетных показателей могут служить обобщенные, например для оснований менее ответственных сооружений (II—IV классов). Однако в большинстве случаев для того, чтобы получить расчетные показатели, необходимо уточнять обобщенные и вносить в них следующие поправки:

1) на достоверность, так как обобщенные показатели вычисляют по сравнительно небольшому числу определений;

2) на надежность, чтобы обеспечить безотказное выполнение горной породой заданных ей функций в определенных условиях эксплуатации сооружений, т. е. учитывать условия работы породы;

3) на долговечность сооружений в связи с возможным изменением состояния и свойств горных пород во времени;

4) на неоднородность горных пород, чтобы учесть степень разброса отдельных определений от средних (обобщенных) значений.

Следовательно, вычисление средних (обобщенных) показателей — это начальный этап установления расчетных.

Выше уже обращалось внимание на то, что при изучении и оценке свойств горных пород иногда бывает важно характеризовать их не только средними (обобщенными) показателями, но и средними дирекционными показателями, определяемыми по характерным направлениям, т. е. в направлении действия сжимающих или сдвигающих усилий, в направлении движения подземных вод и др. Такие дирекционные показатели также могут служить и расчетными.

Из приведенного видно, что установление обобщенных и расчетных показателей физико-механических свойств горных пород невозможно без применения математической статистики, которая дает методы обработки данных, получаемых в результате массовых определений отдельных (частных) показателей, характеризующих небольшие объемы горных пород (проба, небольшой слой или зона). При этом, вычисляя статистические показатели (обобщенные и расчетные), необходимо строго соблюдать правило геологической однородности пород в генетическом, стратиграфическом и петрографическом отношениях. Это значит, что показатели следует вычислять:

1) отдельно для каждой разности пород в слое, существенно отличающейся в геологическом разрезе по своим стратиграфическим и петрографическим признакам и строительным качествам, независимо от мощности слоя и его распространения. Особое внимание надо обращать на выделение слабых со строительной точки зрения разностей пород;

2) при мощных толщах тонкопереслаивающихся пород (например, ленточных глин) следует выделять пачки с чередованием однотипных слоев пород, одинаковых или близких по составу и состоянию;

3) при петрографически однородных мощных толщах пород следует выделять зоны и подзоны, различающиеся по физическому состоянию, т. е. по степени влажности, плотности, выветрелости, трещиноватости, водопроницаемости и другим показателям.

Все перечисленное означает, что при использовании методов статистической обработки нельзя объединять в одну статистическую совокупность данные о свойствах пород, показатели которых закономерно изменяются по простиранию или мощности слоя, пачки или зоны.

Методика установления обобщенных и расчетных показателей физико-механических свойств горных пород приведена в руководстве [40].

СПИСОК ОСНОВНОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абелев Ю. М. Плывуны как основание сооружений и методы их исследования на месте постройки. М., Стройиздат, 1947. 128 с.
2. Абелев Ю. М., Абелев М. Ю. Основы проектирования и строительства на просадочных макропористых грунтах. М., Стройиздат, 1968. 430 с.
3. Абелев Ю. М., Крутов В. И. Возведение зданий и сооружений на насыпных грунтах. М., Госстройиздат, 1962. 148 с.
4. Актуальные проблемы инженерно-геологических изысканий. М., 1978. 157 с. (Тр. Гидропроекта, вып. 65).
5. Бондарик Г. К. Основы теории изменчивости инженерно-геологических свойств горных пород. М., Недра, 1971. 272 с.
6. Бондарик Г. К., Горальчук М. И., Сироткин В. Г. Закономерности пространственной изменчивости лёссовых пород. М., Недра, 1976. 238 с.
7. Винокуров Ф. П., Тетеркин А. Е., Питерман М. А. Строительные свойства торфяных грунтов. Минск, Изд-во АН БССР, 1962. 281 с.
8. Влияние геологических факторов на свойства и состояние массивов скальных пород. Апатиты, Изд-во Кольского филиала АН СССР, 1975. 222 с.
9. Вялов С. С. Реологические свойства и несущая способность мерзлых грунтов. М., Изд-во АН СССР, 1959. 188 с.
10. Вялов С. С. Реологические основы механики грунтов. М., Высшая школа, 1978. 447 с.
11. Методика определения характеристик ползучести, длительной прочности и сжимаемости мерзлых грунтов/ С. С. Вялов, С. Э. Городецкий, В. Ф. Ермаков и др. М., Наука, 1966. 132 с.
12. Ганешин Г. С. Геоморфологическое картирование четвертичных отложений при геологических работах. М., Недра, 1979. 111 с.
13. Гольдштейн М. Н. Механические свойства грунтов. 2-е изд. М., Стройиздат, 1971. 367 с.
14. Гольдштейн М. Н. Механические свойства грунтов (основные компоненты грунта и их взаимодействие). М., Стройиздат, 1973. 375 с.
15. Гольдштейн М. Н. Механические свойства грунтов (напряженно-деформативные и прочностные характеристики). М., Стройиздат, 1979. 303 с.
16. Гольдштейн М. Н., Кушнер С. Г., Черкасова Л. И. Расчеты осадок и прочности оснований зданий и сооружений. Киев, Будивельник, 1977. 207 с.
17. Грунтоведение/ Е. М. Сергеев, Г. А. Голодковская, Р. С. Зиянгиров и др. М., Изд-во МГУ, 1973. 387 с.
18. Денисов Н. Я. О природе деформаций глинистых пород. М., Изд-во М-ва речного флота СССР, 1951. 200 с.
19. Денисов Н. Я. Строительные свойства глинистых пород и их использование в гидротехническом строительстве. М., Госэнергоиздат, 1956. 288 с.
20. Джеггер Ч. Механика горных пород и инженерные сооружения. М., Мир, 1975. 254 с.
21. Заруба К., Менца В. Инженерная геология. М., Мир, 1979. 468 с.

22. Золотарев Г. С., Калинин Э. В., Миневрин А. В. Учебное пособие по инженерной геологии.—Под ред. Г. С. Золотарева. М., Изд-во МГУ, 1970. 383 с.
23. Инженерно-геологические изыскания и исследования скальных оснований. М., 1974. 154 с. (Тр. Гидропроекта, вып. 36).
24. Инженерно-геологические изыскания. М., 1976. 238 с. (Тр. Гидропроекта, вып. 48).
25. Каменский Г. Н. Предмет инженерной геологии как науки.—Изв. АН СССР. Сер. матем. и естеств. наук, 1936, № 1, с. 223—229.
26. Коломенский Н. В. Инженерная геология. Ч. 1—2. М., Госгеолиздат, 1951. Ч. 1. 283 с.; ч. 2. 320 с.
27. Коломенский Н. В. Общая методика инженерно-геологических исследований. М., Недра, 1968. 342 с.
28. Коломенский Н. В., Комаров И. С. Инженерная геология. М., Высшая школа, 1964. 480 с.
29. Комаров И. С. Накопление и обработка информации при инженерно-геологических исследованиях. М., Недра, 1972. 295 с.
30. Комаров И. С., Хайме Н. М., Бабенышев А. П. Многомерный статистический анализ в инженерной геологии. М., Недра, 1976. 197 с.
31. Кораблев А. А. Современные методы и приборы для изучения напряженного состояния массива горных пород. М., Наука, 1969. 128 с.
32. Котлов Ф. В. Культурный слой г. Москвы и его инженерно-геологическая характеристика.—В кн.: Очерки по гидрогеологии и инженерной геологии Москвы и ее окрестностей. М., 1947, с. 3—117. (МОИП).
33. Котлов Ф. В. Изменение геологической среды под влиянием деятельности человека. М., Недра, 1978. 263 с.
34. Общее мерзлотоведение/ В. А. Кудрявцев, Б. Н. Достовалов, Н. Н. Романовский и др. 2-е изд. М., Изд-во МГУ, 1978. 463 с.
35. Ломтадзе В. Д. Об инженерной геологии и некоторых вопросах из ее истории.—Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1951, т. 25, вып. 2, с. 3—21.
36. Ломтадзе В. Д. Результаты изучения физико-механических свойств скальных горных пород по специальной методике.—Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1952, т. 27, вып. 2, с. 39—78.
37. Ломтадзе В. Д. Лёссовые породы Сибири и задачи их дальнейшего изучения.—В кн.: Физико-механические свойства и вопросы формирования лёссовых пород Сибири. Л., Наука, 1968, с. 5—23.
38. Ломтадзе В. Д. Инженерная геология. Инженерная петрология. 1-е изд. Л., Недра, 1970. 528 с.
39. Ломтадзе В. Д., Ломтадзе А. М. Руководство по инженерно-геологическому изучению глинистых пород. М., Энергия, 1970. 191 с.
40. Ломтадзе В. Д. Методы лабораторных исследований физико-механических свойств горных пород. Л., Недра, 1972. 312 с.
41. Ломтадзе В. Д. Инженерная геология. Инженерная геодинамика. Л., Недра, 1977. 478 с.
42. Ломтадзе В. Д. Инженерная геология. Специальная инженерная геология. Л., Недра, 1978. 496 с.
43. Любимов Н. И., Морозов В. И. Физико-механические свойства рудовмещающих горных пород. М., Недра, 1973. 119 с.
44. Марков Г. А. Тектонические напряжения и горное давление в рудниках Хибинского массива. М., Наука, 1977. 213 с.
45. Маслов Н. Н. Условия устойчивости склонов и откосов в гидроэнергетическом строительстве. М., Госэнергоиздат, 1955. 467 с.
46. Маслов Н. Н. Основы механики грунтов и инженерной геологии. М., Высшая школа, 1968. 624 с.
47. Маслов Н. Н., Котов М. Ф. Инженерная геология. М., Стройиздат, 1971. 341 с.
48. Месчан С. Р. Начальная и длительная прочность глинистых грунтов. М., Недра, 1978. 207 с.
49. Методы теоретической геологии.—Под ред. И. И. Абрамовича. Л., Недра, 1978. 235 с.

50. Мюллер Л. Инженерная геология. Механика скальных массивов. М., Мир, 1971. 254 с.
51. Напряженное состояние земной коры (по измерениям в массивах горных пород). М., Наука, 1973. 186 с.
52. Осипов В. И. Природа прочности и деформационных свойств глинистых пород. М., Изд-во МГУ, 1979. 232 с.
53. Основы геокриологии (мерзлотоведения). Ч. 1—2. М., Изд-во АН СССР, 1959. Ч. 1. 459 с.; ч. 2. 365 с.
54. Отражение современных полей напряжений и свойств пород в состоянии скальных массивов. Апатиты, Изд-во Кольского филиала АН СССР, 1977. 156 с.
55. Панюков П. Н. Инженерная геология. 2-е изд. М., Недра, 1978. 296 с.
56. Попов И. В. Инженерная геология. 2-е изд. М., Изд-во МГУ, 1959. 510 с.
57. Приклонский В. А. Жизнь и деятельность академика Ф. П. Саваренского.—Тр. лаб. гидрогеолог. проблем им. Ф. П. Саваренского, 1948, т. 1, с. 9—18.
58. Приклонский В. А. Грунтоведение. Ч. 1. 3-е изд. М., Гостеолиздат, 1955. 430 с.
59. Приклонский В. А. Грунтоведение. Ч. 2. М., Гостеолиздат, 1955. 370 с.
60. Прочухан Д. П., Фрид С. А., Доманский Л. К. Скальные основания гидротехнических сооружений. Л., Стройиздат, 1971. 192 с.
61. Рац М. В. Неоднородность горных пород и их физических свойств. М., Наука, 1968. 107 с.
62. Рац М. В. Структурные модели в инженерной геологии. М., Недра, 1973. 213 с.
63. Ржевский В. В., Новак Г. Я. Основы физики горных пород. 3-е изд. М., Недра, 1978. 390 с.
64. Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. М., Наука, 1973. 240 с.
65. Саваренский Ф. П. Инженерная геология. 2-е изд. ГОНТИ, 1939. 488 с.
66. Сергеев Е. М. Инженерная геология. М., Изд-во МГУ, 1978. 384 с.
67. Скальные основания гидротехнических сооружений.—Тр. Гидропроекта, 1974, вып. 33. 190 с.
68. Справочник по инженерной геологии.—Под ред. М. В. Чуринова. 2-е изд. М., Недра, 1974. 403 с.
69. Старостин В. И. Структурно-петрофизический анализ эндогенных рудных полей. М., Недра, 1979. 240 с.
70. Строительные нормы и правила. Ч. 2. Нормы проектирования. Гл. 15. Основания зданий и сооружений. СНиП II—15—74. М., Стройиздат, 1975. 64 с.
71. Тектонические напряжения в земной коре и устойчивость горных выработок/ И. А. Турчанинов, Г. А. Марков, В. И. Иванов и др. Л., Наука, 1978. 256 с.
72. Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры.—Отв. ред. Ю. А. Розанов. М., Наука, 1968. 334 с.
73. Цытович Н. А., Механика грунтов (краткий курс). 3-е изд. М., Высшая школа, 1979. 272 с.
74. Цытович Н. А. Механика грунтов. 4-е изд. М., Госстройиздат, 1963. 636 с.
75. Цытович Н. А. Механика мерзлых грунтов. М., Высшая школа, 1973. 448 с.

А

Абиссальные отложения 191, 218
 Абразивность 182, 184
 Алевритовые частицы 44, 274, 309
 Алевролит 25, 44, 49
 Аллитная стадия выветривания 106, 107
 Аллювиальные отложения 190, 196, 222
 Амфотерные свойства 260
 Анизотропность 27, 61, 78, 97, 139, 309
 Аномалии воды 318
 Аргиллит 25, 46, 47

Б

Базальный тип цементации 45
 Батиметрические отложения 191, 218
 Битумизация 474
 — горячая 476
 — холодная 479
 Болотные отложения 441, 443
 Буримость 182, 185
 Быстрый сдвиг 423, 424

В

Весовой метод определения коэффициента пористости 408
 Взвешивающее давление 337, 382
 Взрываемость 182, 185
 Виды воды в горных породах 321, 322
 Влагоемкость 130, 367
 — полная 334, 344, 367
 — капиллярная 367
 — максимальная молекулярная 368, 369
 Влажность 343, 344
 — весовая 334, 343
 — естественная 343
 Влажность — льдистость 459, 462
 — набухания 365
 — объемная 334, 343
 — оптимальная 361
 — относительная 355
 Внутреннее трение 412
 Вода адсорбированная 322, 325, 327
 — в твердом состоянии 322, 323, 331
 — гравитационная 322, 323
 — иммобилизованная 322, 324
 — капиллярная 322, 324
 — незамерзающая 321, 328, 461

— парообразная 322, 330
 — поверхностных слоев 322, 325, 326
 — поровая 329
 — свободная 322, 323
 — физически связанная 325, 329, 330
 Водно-ледниковые отложения 191, 206, 222
 Водные свойства 112, 128, 363
 Водонасыщенность 130, 131
 Водонепроницаемые породы 131, 373
 Водоносность 315, 317
 Водоотдача 369
 Водопоглощение 130
 Водопроницаемость 131, 132
 Водопроницаемые породы 131, 373
 Водородные связи 254, 319, 320, 321
 Водостойчивость 129, 363
 Временное сопротивление изгибу 134, 138
 — — разрыву (растяжению) 27, 134, 138
 — — сжатию 27, 134, 138
 — — скалыванию (сдвигу) 27, 134, 138
 Время уплотнения (консолидации) 403, 404, 407
 Выветривание 97, 98
 — физическое 101, 102
 — химическое 103, 106
 Высота капиллярного поднятия 370, 371
 — приведенная 405
 Выщелачивание 103, 451
 Вязкость воды 318
 — пород 347

Г

Генетический тип режима физического состояния горных пород 361, 362
 Геокриология 458
 Гетеродесмические соединения 53, 54
 Гигроскопичность 330
 — максимальная 330
 Гидравлический градиент 302
 Гидратация 104, 105, 320
 — отрицательная 320
 — положительная 320
 Гидродинамическое давление 379
 Гидролитическое разложение 105
 Гидрослюда 287, 295
 Гидростатическое давление 376
 — равновесие 383, 403, 412

Гидрофильность 256, 325, 368
Гистерезис 393
Гиттии 444
Главные оси напряжений 140
Глинизация 474, 475, 478
Глинистые минералы 285, 286, 287
— породы 25, 41, 46, 187, 188, 189
— — повышенной степени литификации 33, 34, 246, 247, 248, 446, 447
— (пелитовые) частицы 273, 274
Глины 25, 190
— ленточные 207
Гомодесмические соединения 53, 54
Гранулометрические добавки 477, 478, 483
Гранулометрический анализ 281, 282
— состав 273
Грубодисперсная часть глинистых пород 250, 285
Грунтовые сваи 480, 482

Д

Давление воды расклинивающее 327
— набухания 364
— связности 418
Девiator напряжений 423
Дельтовые отложения 191, 215
Делювиальные отложения 190, 194
Дефекты кристаллической решетки минералов 54
— породы 33, 149, 150
Деформации вязкопластические 151, 153
— мгновенные 151, 395
— необратимые (остаточные) 393
— обратимые 151, 394
— пластические 151, 152, 395
Деформации, развивающиеся во времени 152, 153, 395
— структурные 393
— структурно-адсорбционные 394
— упругие 152, 394
— упруговязкие (эластичные) 152
Деформация 134, 151
— относительная 154, 386, 390
Деформируемость 380
Деятельный слой 458
Диагенез 33, 225, 230
Диаграмма Мора 144, 145, 420
— сопротивления сдвигу 415, 416
Диаклазы 79
Диаметр частиц действующий, или эффективный 282
— — контролирующий 282, 284
Диатомиты 52
Динамическая устойчивость 416
Дирекционность свойств 96, 182
Дисперсность 250
Дисперсные системы 250, 251
Диффузный слой 254

Диэлектрическая постоянная воды 318
Длительная прочность 168, 427, 432
Доломит 47, 48, 49
Доломитовая мука 50
Дренаж 478
Дю 444

Е

Емкость поглощения 259

З

Закон водопроницаемости 377
Закон вязких жидкостей Ньютона 428
— вязкопластических тел Бингама—Шведова 429
— Дарси 406
— деформируемости 387
— сопротивления сдвигу Кулона 415, 417
— уплотнения 386
— упругости Гука 154, 386, 428
Закрытая система 421
Заряд глинистой частицы 252, 254
Засоленные породы 451
Заторфованные гумусированные породы 441
Зацепление 415
Звучность пород 180
Зольность торфа 446
Зона аэрации 316
— водонепроницаемых (водоупорных) пород 316
— выветрелых пород 98
— капиллярного увлажнения или насыщения 316, 317
— ослабления 32, 309
— полного насыщения 316, 317
— разгрузки 77
— разуплотнения 77

И

Известняк 25, 47, 49
Изменчивость 485, 491, 492
Износ 182, 184
Ил 226, 246, 247, 438
Интегральная кривая гранулометрического состава 283
Интрагляциальные отложения 206
Инфильтрация 370
Ионные связи 53, 114, 262
Искажение структуры воды 321
Искусственное замораживание 474, 476
— укрепление горных пород 474, 477
— уплотнение — — 477, 478
Истираемость 182, 184

К

Каолинит 287, 289, 290
 Капиллярное давление 372
 Капиллярность 370
 Капиллярные силы 370, 372
 Катагенез 33, 235
 Кливаж 80, 81
 Ковалентные связи 53
 Коллоидная активность 250, 251, 353
 Коллювиальные отложения 195
 Кольматаж 257
 Компрессионная кривая 386
 — способность 388
 Компрессионные испытания 408
 — свойства 382
 Конденсационно - кристаллизационные связи 114, 267
 Консистенция 347
 Консолидация 403
 — вторичная 405
 — фильтрационная 405
 Контактный тип цементации 45
 Континентальные породы 191
 Континентальный склон 217
 Коэффициент бокового давления 155, 393
 Коэффициент внутреннего трения 414
 — водоотдачи 369
 — водонасыщения 334, 345
 — естественной уплотненности 335, 357
 — консолидации 408
 — концентрации напряжений 76
 — крепости пород 18, 19
 — макропористости 401
 — неоднородности 382
 — ослабления 96
 — относительной плотности 335, 359, 360
 — — просадочности 402
 — — сжимаемости 388, 389
 — поперечной деформации (коэффициент Пуассона) 154, 163, 391
 — пористости 339, 342
 — проницаемости 132
 — пьезопроводности 379
 — размягчаемости 129
 — разрыхляемости 185
 — сдвига 417
 — сжимаемости 388
 — скорости фильтрации 377
 — трещинной пустотности 91
 — удельного упругого отпора 162
 — уплотняемости 360
 — упругого отпора 162
 — уровнепроводности 379
 — фильтрации 19, 377, 378
 — электроосмоса 481

Кремнистые породы 52
 Крепость 19
 Кривая консолидации 404
 Кривые ползучести 164, 165
 Кристаллизационное давление 101
 Кристаллохимические типы минералов 54
 Критерий квазиоднородности — квазинизотропности пород 97

Л

Лагунные отложения 191, 215
 Ледниковые отложения 191, 203
 Лёсс 209, 210, 212
 Лёссовидные породы 209, 210
 Лёссовые породы 213, 214
 Линейно деформируемые тела 387
 Липкость 348
 Литификация 33, 225, 246, 247, 248
 Литогенез 33
 Лыдность 331, 459

М

Магматические породы 36
 Магнитные связи 255
 Макропористость 213
 Максимальная плотность 360
 Медленный сдвиг 423, 424
 Мел писчий 50
 Мелоподобные породы 50
 Мерзлотные процессы 469
 Мерзлотоведение 458
 Мерзлые породы 457
 Металлические связи 53
 Метаморфические породы 38
 Методы гранулометрического анализа пород 282
 — определения коэффициента пористости пород 408, 409, 410
 Механические свойства 133, 380
 Механическое уплотнение 477, 478
 Миграция 377
 Минеральный состав 53, 284
 Минералы глинистые 285, 291
 —, наиболее часто встречающиеся в глинах и глинистых породах 286
 — реакционноспособные 298
 — реликтовые 296
 Многолетнемерзлые породы 458
 Многолетняя мерзлота 458
 Модуль всестороннего (объемного) сжатия 161, 162
 — общей деформации 155, 390, 391
 — — динамический 160
 — — статический 160
 — сдвига 162
 — упругости 154
 — — динамический 160
 — — статический 160
 — трещиноватости 91

Молекулярные связи 53, 114, 262
Монтмориллонит 286, 290
Моренные отложения 203
Морозоустойчивость 186
Морские породы 191, 216
Мягкие связные породы 22, 24, 187

Н

Набухание 364, 365
Напорный градиент критический 382
Напряжение касательное 140
— нормальное 140
— общее 140
— объемное (всестороннее) 168
— предельное 136
Напряжения главные 140
Насыпные породы 469
Начальный градиент 378
Недоуплотненное состояние 400
Неоднородность 78, 96, 484
Неритовые отложения 191, 217
Несущая способность горных пород 17
Нормально уплотненная порода 400

О

Обломочная стадия выветривания 106
Обломочные сцементированные породы 43, 44
Общая влажность 462
Объемная льдистость 463
Объемное напряженное состояние 140, 168
Озерно-ледниковые отложения 207
Озерные отложения 208
Окисление 104
Опоки 52
Оптимальные смеси 204, 478
Органогенно-химические породы 24
Органогенные породы 24, 49, 51
Осадочные породы 24, 33, 40
Осмотические силы 376
Остаточные напряжения 72
Осушение 477
Открытая система 421
Относительная льдистость 463
— плотность 359
Относительное удельное сопротивление пенетрации 356

П

Параклазы 79
Параметры компрессионной кривой 389, 417
— прочности пород 417
— сопротивления сдвигу 417
Перелетки 458
Переуплотненное состояние пород 400

Перигляциальные отложения 206
Пески 25, 187, 188, 280
Песчаники 25, 44, 45
Песчаные (псаммитовые) частицы 274, 275
Пирокластические породы 25, 42
Пластифицирующее действие 150
Пластическая прочность 356
Пластическое течение 151
Пластичное состояние 348, 349
Пористость 113, 126, 338
— закрытая 127
— неэффективная 128, 341
— открытая 127
— эффективная 128, 341
Поровое давление 381
Поровый тип цементации 45
Последействие 152, 394
— упруговязкое 151
Предел липкости 348
— пластичности 348, 349
— ползучести 431
— пропорциональности 134, 135
— прочности 135, 136
— текучести 135, 348, 349
— упругости 135
— усадки 348
Пределы пластичности (консистенции) 348, 349
Предельное напряженное состояние второе 137
— — — первое 137
— сопротивление сдвигу 420
Предельный градиент 378
Природа прочности горных пород 148
Природная нагрузка 400
Проллювиальные отложения 201
Проницаемость 131, 379
Просадки 401, 402
Прототектоника 32
Прочность 134, 138, 380, 412
— длительная 168, 427, 432, 433
Плотность 116, 117, 336
Плотность минеральной части породы 116, 118, 333, 338
Плотность скелета 118, 334, 337
— сложения 359, 360
Площадка скалывания 146
Плывуны 25, 380, 382
Поверхности ослабления 32, 309
Поглотительная способность 256
Поглощающий комплекс 258
Поглощение биологическое 262
— механическое 257
— обменное 258
— физико-химическое 258
— физическое 257
— химическое 261
Поглощенные ионы 258

Показатели обобщенные (нормативные) 498
 — расчетные 498
 — физико-механических свойств горных пород 112, 334
 Показатель коллоидной активности 353
 — консистенции глинистых пород 354
 — относительной консистенции 355
 Ползучесть (крип) 164, 427
 — затухающая 430
 — прогрессирующая 430
 — установившаяся 430
 Полускальные породы 22, 24, 26, 31
 Поляризованные ионы 254
 Прочность «стандартная» 421, 432
 — структурных связей 115, 262
 — условно-мгновенная 168, 432
 Псаммитовые частицы 44, 274, 275
 Псефитовые частицы 44, 274, 275
 Пустоты капиллярные 113
 — сверхкапиллярные 113
 Пучение 461
 Пылеватые (алевритовые) частицы 44, 274, 309
 Пьезопроводность 379

Р

Радиолариты 52
 Размягчаемость 129
 Разрабатываемость 182, 185
 Разрушение пластическое 135, 136
 — хрупкое 134, 136
 — хрупкопластическое 135, 136
 Расчет по деформациям 137
 — по прочности 137
 Расчетный параметр линейности 415
 Релаксация 164
 Реликтовые минералы 285
 Реологические кривые 429, 430
 — модели 428
 — свойства 163, 427
 Рыхлые несвязные породы 22, 187

С

Сапрокол 444
 Сапропель 444
 Седименты минеральные 443
 — органические 443
 Сезонномерзлые породы 458
 Сжимаемость 380, 385
 Сиалитная кислая стадия выветривания 106, 107
 — щелочная — 106, 107
 Силикатизация двухрастворная 479
 — однорастворная 481
 Силы ионные — электрические 254
 — капиллярного поднятия 372

Силы ковалентные 254
 — магнитные 255
 — молекулярные 255
 — набухания 364
 — осмотические 376
 — смерзания 466
 — сорбционные 376
 — структурных связей 254
 — сцепления 413, 417, 418
 — электроосмотические 376
 Синерезис 228, 267
 Скальные породы 22, 24, 26, 31
 Скважность 113
 Скелет минеральный 113
 Скорость уплотнения 403
 Сланцеватость 39, 81
 Сложение 310
 Снижение прочности 163, 427, 432
 Соленосные породы 451, 452
 Соли легкорастворимые 452
 — среднерастворимые 452
 — труднорастворимые 452
 Солонец 455
 Солончак 455
 Сольватные оболочки 256
 Сопротивление деформации 133
 — разрушению 133
 — резанию 182, 185
 — сдвигу 380, 412
 Сорбция 255, 330
 Спонголит 52
 Стабилометр 421
 Стадии выветривания 106
 — ползучести 164, 430
 Степень засоления 154
 — консолидации 404
 — насыщения 345
 — разложенности органики 445, 446
 Строительное водопонижение 478
 Структура 300
 — алевритовая 304
 — алевропелитовая 304
 — брекчиевидная 304
 — воды 318
 — конгломератовидная 304, 305
 — пелитовая 304
 — порфировидная 305
 — псаммитовая 304, 305
 — псефитовая 304, 305
 — фитопелитовая 304
 Структурная прочность 396, 412
 Структурные связи 114, 308
 Ступени метаморфизма 35
 Субаквальные осадки 226
 Субаэральные осадки 230
 Схема испытаний пород на сдвиг 423, 424
 Схемы компрессионных испытаний 411
 Сцепление 413, 416

Т

Такырные породы 455
Тампонаж 477, 478
Твердое состояние 348
Твердость 59, 182, 183
Текстура 308
Текучее состояние 348
Теории прочности 146
Термическое закрепление 480, 482
Тиксотропия 270
Тиксотропно-коагуляционные связи 265
Типы структур кристаллической решетки 53
Типы цементации пород 45
Тонкодисперсная часть осадочных пород 250, 284
Торф 441
Трансляционное движение 320
Трепел 52
Трехосное сжатие 140, 422
Трещиноватость 78
Трещины выветривания 83
— искусственные 82, 85
— контракционные 82
— морозобойные 83
— напластования 83
— нетектонические 81
— оползней, провалов и просадок 84
— отрыва 80
— разгрузки 83
— скалывания 80
— тектонические 79
— усыхания 83
Типы режима физического состояния пород 361, 362

У

Угол внутреннего трения 414
Угол естественного откоса 17
— сдвига 417
Удельное водопоглощение 19
— сопротивление пенетрации 355, 356
Улучшение свойств горных пород 473
Упругое последствие 151
Упругость 134, 151
Уровнепроводность 379
Усадка 366
Условия залегания горных пород 64, 65
Условное предельное сопротивление сдвигу 356
Устойчивость горных пород 13, 14
— минералов 55

Ф

Фаза магматическая 32
— начальной магматической тектоники — прототектоники 32

— позднематическая 32, 33
— постмагматическая 32, 33
Фактор времени консолидации 407
Физико-механические свойства 112, 333
Физико-химическая активность 250, 256
Физически связанная вода 323, 325
Физические свойства 112, 115, 333
Физическое состояние пород 112, 333
Фильтрационная консолидация 405, 406, 407
Фильтрационные деформации 380
Фильтрация 377
Флювиогляциальные отложения 206
Фракции частиц 273

Х

Хемогенные породы 24, 47, 50

Ц

Цемент горных пород 45
Цементационные структурные связи 114
Цементация 474

Ч

Чувствительность глинистых пород 358

Ш

Шельф 191, 215, 217, 218

Э

Электрокинетический потенциал 256
Электроосмос 480
Электроосмотическое осушение 480
Электрофорез 480
Электрохимическое закрепление 481
Элювиальная зона 98
Элювиальные образования 98, 191
Энергия кристаллической решетки 55
— поглощения 259, 260
— связей 255
— силового поля частицы 255, 268
Эоловые отложения 191, 209
Эпигенез 122, 126, 127
Эстуарные отложения 191, 215
Эффект разупорядочивающий 320
— упорядочивающий 320
Эффективная нагрузка 396
Эффективное давление 381
Эффузивные породы 24, 31, 38

Я

Яшмы 52

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Обозначения	9
Глава I. Общие принципы изучения и классификации горных пород в инженерной геологии	13
I-1. Инженерная петрология — раздел инженерной геологии	—
I-2. Принципы изучения горных пород в инженерной геологии	14
I-3. Классификации горных пород в инженерной геологии	16
I-4. Основы инженерно-геологической классификации горных пород	22
Глава II. Инженерно-геологическая характеристика и оценка скальных и полускальных горных пород	31
II-1. Основные генетические типы	—
II-2. Петрографическая характеристика	36
Магматические породы	—
Метаморфические породы	38
Осадочные породы	40
Пирокластические породы (42); обломочные породы (44); глинистые породы (46); органогенные и хемогенные породы (47)	
II-3. Влияние вещественного состава, структуры и текстуры скальных и полускальных пород на их прочность, деформируемость и устойчивость	53
II-4. Влияние условий залегания скальных и полускальных пород на оценку условий строительства на них сооружений	64
II-5. Учет напряженного состояния скальных и полускальных пород при их инженерно-геологической оценке	70
II-6. Трещиноватость скальных и полускальных пород и ее значение при инженерно-геологической их оценке	78
II-7. Влияние выветривания на свойства скальных и полускальных пород	97
Глава III. Физико-механические свойства скальных и полускальных горных пород	112
III-1. Общие сведения	—
III-2. Физические свойства	115
Плотность (116); пористость (126); влажность (128)	
III-3. Водные свойства	128
Водоустойчивость (129); влагоемкость (130); водопроницаемость (131)	
III-4. Механические свойства	133
Общие понятия (133); прочность (137); условия прочности (139); теории прочности (146); природа прочности (148); деформация (151); реологические свойства (163); изменение прочности и деформируемости горных пород при высоком всестороннем давлении и высокой температуре (168); изменение физико-механических свойств скальных и полускальных пород под влиянием гидротермальных процессов и выветривания (173); о некоторых особенностях изучения физико-механических свойств скальных и полускальных горных пород (181)	

III-5. Дополнительные специальные характеристики физико-механических свойств скальных и полускальных горных пород	182
Глава IV. Общая инженерно-геологическая характеристика рыхлых несвязных и мягких связных горных пород	187
IV-1. Общие сведения	—
IV-2. Основные генетические типы	190
Континентальные породы	191
Элювиальные образования (191); делювиальные отложения (194); ко- лювиальные отложения (195); аллювиальные отложения (196); про- лювиальные отложения (201); ледниковые отложения (203); водно- ледниковые отложения (206); озерные отложения (208); эоловые от- ложения (209)	
Лагунные породы	215
Морские породы	216
Основные выводы из изучения условий образования рыхлых несвязных и мягких связных горных пород	220
IV-3. О формировании свойств песчаных и глинистых пород	—
Диagenетические изменения осадков субаквального происхождения (225); диagenетические изменения осадков субаэрального происхож- дения (230); условия развития катагенеза песчаных и глинистых по- род (235)	
IV-4. Обломочные и глинистые породы как дисперсные систе- мы	250
Общие свойства дисперсных систем (250); отношение песчаных и глинистых пород к воде (252); поглощательная способность песчаных и глинистых пород (256); структурные связи в глинистых породах (262); тиксотропные явления в глинистых породах (270)	
Глава V. Состав рыхлых несвязных и мягких связных пород	273
V-1. Гранулометрический состав	—
V-2. Минеральный состав	284
V-3. Химический состав	297
Глава VI. Условия залегания, структура, текстура, сложение, примеси, включения и окраска рыхлых несвязных и мягких связных гор- ных пород	300
VI-1. Условия залегания	—
VI-2. Структура	—
VI-3. Текстура	308
VI-4. Сложение	310
VI-5. Примеси и включения	311
VI-6. Окраска	313
Глава VII. Вода, воздух и газы в песчаных и глинистых породах	315
VII-1. Распределение воды в горных породах	—
VII-2. Структура воды	317
VII-3. Виды воды в горных породах	321
Свободная вода (323); физически связанная вода (325); парообраз- ная вода (330); вода в твердом состоянии (331)	
VII-4. Воздух и газы в песчаных и глинистых породах	331
Глава VIII. Физико-механические свойства рыхлых несвязных и мягких связных горных пород	333
VIII-1. Общие понятия	—
VIII-2. Физические свойства	—
Плотность (333); пористость (338); влажность (343); консистенция глинистых пород (347); относительная плотность песчаных пород (359); оптимальная влажность и максимальная плотность песчаных и глинистых пород (360); анализ и использование данных о физиче- ских свойствах песчаных и глинистых пород (360)	
VIII-3. Водные свойства	363
Водоустойчивость (363); влагоемкость (367); капиллярность (370); водопроницаемость (373)	

VIII-4. Механические свойства	380
Общие понятия (380); эффективное и поровое давление (381); ком- прессионные свойства (382); основная зависимость компрессионных свойств. Компрессионная кривая (385); анализ компрессионной кри- вой (393); типы компрессионных кривых (400); скорость уплотнения пород (403); компрессионные испытания (408); сопротивление сдвигу (412); факторы, определяющие сопротивление пород сдвигу (412); основные уравнения и параметры, характеризующие сопротивление пород сдвигу (413); методы определения сопротивления пород сдвигу (420); определение сопротивления пород сдвигу по методу Н. Н. Мас- лова (425); определение сопротивления пород сдвигу по методу А. А. Ничипоровича (426); реологические свойства (427); инженерно-геоло- гическая классификация глинистых пород (433)	
Глава IX. Инженерно-геологические характеристика и оценка горных по- род и отложений особого состава, состояния и свойств	438
IX-1. Общие сведения	—
IX-2. Инженерно-геологические характеристика и оценка илов	—
IX-3. Инженерно-геологические характеристика и оценка тор- фов и заторфованных пород	441
IX-4. Инженерно-геологические характеристика и оценка за- соленных пород	451
IX-5. Инженерно-геологические характеристика и оценка мерзлых горных пород	457
IX-6. Инженерно-геологические характеристика и оценка техногенных пород	469
Глава X. Методы искусственного улучшения свойств горных пород	473
X-1. Общие сведения	—
X-2. Методы улучшения свойств скальных и полускальных горных пород	474
Применяемые методы (474); цементация (474); глинизация (475); би- тумизация горячая (476); искусственное замораживание (476)	
X-3. Методы улучшения свойств рыхлых несвязных горных пород	477
Применяемые методы (477); осушение (477); механическое уплотне- ние (478); тампонирующее и кольматирование глинизацией (478); улучшение гранулометрическими добавками (478); битумизация хо- лодная (478); цементация (479); силикатизация двухрастворная (479); закрепление синтетическими смолами (479); искусственное заморажи- вание (479)	
X-4. Методы улучшения свойств мягких связных горных пород	480
Применяемые методы (480); электроосмотическое осушение (480); электрохимическое закрепление (481); силикатизация однораствор- ная (481); термическое закрепление (482); уплотнение грунтовыми сваями (482)	
X-5. Поверхностные методы искусственного улучшения свойств рыхлых несвязных и мягких связных горных пород	482
Глава XI. Пространственная неоднородность и изменчивость свойств горных пород	484
XI-1. Определение понятий	—
XI-2. Закономерности пространственной неоднородности и изменчивости состава, состояния и свойств горных по- род	486
XI-3. Критерии для оценки пространственной неоднородности и изменчивости свойств горных пород	490
XI-4. Научное и практическое значение изучения неоднород- ности и изменчивости свойств горных пород	496
XI-5. Обобщенные и расчетные показатели физико-механи- ческих свойств горных пород	498
Список основной литературы	500
Алфавитный указатель	503

Валерий Давидович Ломтадзе

ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ
ИНЖЕНЕРНАЯ ПЕТРОЛОГИЯ

Редактор издательства Т. М. Пономарева
Переплет художника Ю. И. Прошлецова
Технический редактор И. Г. Сидорова
Корректоры В. Н. Малахова, О. Г. Шаляпина

ИБ № 4768

Сдано в набор 18.07.83. Подписано в печать 06.12.83. М-45113. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага тип. № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 32,00. Усл. кр.-отт. 32,00. Уч.-изд. л. 34,98. Тираж 10 300 экз. Заказ 1448/616. Цена 1 р. 50 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», Ленинградское отделение.
193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12.

Ленинградская типография № 4 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 191126, Ленинград, Социалистическая ул., 14.