

В.В. РЖЕВСКИЙ  
Г.Я. НОВИК

# ОСНОВЫ ФИЗИКИ ГОРНЫХ ПОРОД

В. В. РЖЕВСКИЙ,  
Г. Я. НОВИК

6226078

# ОСНОВЫ ФИЗИКИ ГОРНЫХ ПОРОД

ИЗДАНИЕ 3-е,  
ПЕРЕРАБОТАННОЕ И ДОПОЛНЕННОЕ

2600

*Допущено Министерством высшего и среднего  
специального образования СССР в качестве учебника для студентов  
горных специальностей вузов*



МОСКВА «НЕДРА» 1978



Ржевский В. В., Новик Г. Я. Основы физики горных пород. Изд. 3-е. перераб. и доп. М., «Недра», 1978. 390 с.

В книге рассмотрен комплекс вопросов о физических свойствах горных пород и физических явлениях, происходящих в них при воздействии различных полей. Дана классификация физических свойств пород, методов их определения и основных факторов, обуславливающих физико-технические параметры пород. Описаны плотностные, механические, тепловые, электрические, магнитные, радиационные, электромагнитные и акустические свойства пород, приведены уравнения и номограммы прогноза свойств пород в образцах и в массиве в различных условиях.

Изложены принципы паспортизации пород по их свойствам и взаимной связи свойств. Дана классификация горнотехнологических параметров пород.

На основе физических свойств пород и явлений, в них происходящих, рассмотрены физические процессы горного производства: разрушение и транспортирование горных пород, управление состоянием массива, обогащение, геотехнология и даны основные направления совершенствования различных методов воздействия на горные породы.

Рассмотрены новые методы получения информации о составе, поведении и состоянии пород.

Книга предназначена в качестве учебника для студентов горных специальностей вузов, она может быть использована аспирантами, научными работниками и горными инженерами, занимающимися физическими процессами горного производства.

Табл. 34, ил. 177, список лит. — 82 назв.

Рецензенты: кафедры «Разработка месторождений полезных ископаемых» и «Физика» Карагандинского политехнического института и проф. д-р техн. наук И. А. Турчанinov.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Основная тенденция развития горного производства, позволяющая добиваться неуклонного повышения производительности труда, — полная поточность при условии комплексной механизации и автоматизации всех производственных процессов. В настоящее время все большее значение приобретают вопросы эффективного разрушения горных пород, упрочнения массива, создания различных средств контроля за процессами, происходящими в горных породах, и разработки принципиально новых методов добычи руд, угля и извлечения полезных компонентов из руд. Все эти процессы связаны с объектом разработки — горными породами, свойства которых определяют технику и технологию ведения горных работ, и следовательно, экономические показатели добычи полезных ископаемых.

Горный инженер должен хорошо разбираться в физических процессах, происходящих в породах, должен знать основные принципы использования физических свойств горных пород в практике горного дела. Он должен правильно представлять себе степень влияния тех или иных характеристик пород и массивов на отдельные технологические процессы.

Предлагаемый читателю учебник по сравнению с предыдущим изданием 1973 г. подвергся значительной переработке. В нем использованы новейшие исследования по физическим процессам горного производства; выделены в отдельные главы и значительно расширены вопросы использования свойств пород в практике горного дела. Более полно даны сведения о физических процессах, происходящих в массивах горных пород, и путях изучения массивов с учетом их трещиноватости, влажности, горного давления и температуры.

Расширены разделы, в которых описываются характеристики рыхлых, разрушенных и измельченных пород; более подробно изложены основы разрушения, дробления и измельчения пород.

В учебнике впервые даны представления о свойствах инопланетных пород и систематизированы табличные данные о физических свойствах пород.

В связи с перечисленным объемом учебника несколько возрос, что соответствует программе и объему знаний, необходимых для студентов, изучающих данный курс по специальности «Физические процессы горного производства». Для студентов других горных специальностей разделы, не отраженные в программе,

могут служить в качестве дополнительного материала к основному курсу и поэтому набраны мелким шрифтом.

Таблицы в приложении могут быть широко использованы студентами при подготовке курсовых и дипломных проектов по всем горным дисциплинам, а также в процессе их научно-исследовательской работы.

Все разделы учебника могут быть полезны также аспирантам, научным работникам и инженерам производства.

Авторы выражают благодарность И. А. Турчанинову, М. П. Тонконогову, а также кафедрам Физики и Разработки месторождений полезных ископаемых Карагандинского политехнического института за ценные замечания, сделанные при рецензировании рукописи настоящей книги.

## ВВЕДЕНИЕ

Физика горных пород и процессов, оформившаяся в самостоятельный раздел горной науки в шестидесятых годах, положила начало новому подходу к породе как объекту геологических, физических исследований и горных работ одновременно. Эта прикладная наука изучает физические свойства пород и процессы с целью использования их для решения задач горного производства.

Место физики горных пород и процессов среди других наук определяется ее методами, объектами и направленностью исследований.

По объектам исследований физика горных пород близка к геологическим наукам, а именно — кристаллографии, минералогии, петрографии. Без знания минерального состава и структурно-текстурных особенностей пород и условий их залегания невозможно изучение физических свойств пород, обоснованное объяснение физических явлений, происходящих в них. Поэтому данные о составе, строении, генезисе пород, их залегании физика горных пород заимствует у геологических наук и использует для своих исследований.

По методам исследований физика горных пород близка к физике твердого тела; явления и свойства объясняются и изучаются с позиций современной физики твердого тела, используются ее математический аппарат и экспериментальные методы.

Однако изучаемые физикой горных пород объекты значительно разнообразнее, более сложны и зависят от большего количества случайных факторов, чем в физике твердого тела. Законы влияния и возникновения всех этих факторов практически невозможно одновременно учесть. В связи с этим в физике горных пород широко применяется аппарат теории вероятностей и математической статистики, что предопределяет использование экспериментально установленных закономерностей и корреляционных зависимостей, использование для описания физических явлений в породах макроскопического (феноменологического) метода.

Физика горных пород в целях совершенствования горного производства ищет резервы повышения производительности труда через познание свойств горных пород.

Как известно, горное производство как в условиях открытых, так и подземных горных работ состоит в общем виде из следующей технологической цепочки: бурения, взрывания, выемки взорванной

массы, транспортирования пород, их складирования, первичной обработки и измельчения полезного ископаемого и, наконец, его обогащения. Эти стадии процесса добывания полезного ископаемого неразрывно связаны с воздействиями на породу различных машин и механизмов. Наибольшая эффективность работы горного предприятия достигается при оптимальном соответствии параметров машин и механизмов физическим характеристикам пород.

Параметры машин и механизмов должны быть приспособлены к изменяющимся свойствам горных пород. Эффективность их работы будет высокой только при наличии соответствующих датчиков или устройств, способных давать информацию о свойствах, составе и состоянии массивов пород. Следовательно, разработка методов контроля процессов также входит в задачи физики горных пород.

Физические параметры пород не являются строго неизменными, и в некоторых пределах ими можно управлять. Например, свойства пород могут меняться при нагреве, охлаждении, насыщении их жидкостями, воздействии электрического тока и т. д. Поэтому возникает задача исследования результатов таких воздействий на породу.

Изучение физических явлений в породах дает возможность совершенствовать как машины и механизмы, так и методы горной технологии, создавать принципиально новые способы добычи полезных ископаемых и извлечения полезных компонентов из руд (например, подземная выплавка серы) и т. д.

Из вышеизложенного вытекают следующие научные и практические задачи, которые решает физика горных пород:

а) установление физических, физико-технических и технологических характеристик горных пород, необходимых для расчета режимов работы и производительности существующего горного оборудования при проектировании горных предприятий и планировании их работы;

б) разработка и создание принципиально новых физических методов воздействия на породы, выявление областей их применения, расчет их эффективности;

в) разработка принципиально новой технологии производства горных работ на базе изучения физических свойств пород;

г) изыскание методов и путей создания систем контроля за составом, состоянием и поведением горных пород в процессах горного производства, основанных на изучении свойств пород.

Физика горных пород и процессов подразделяется на следующие разделы:

1) механику пород, изучающую механические свойства пород и механические явления, происходящие в породах в процессе разработки месторождений полезных ископаемых;

2) акустику пород, изучающую распространение упругих колебаний в породах и все физические процессы, с ними связанные;

3) термодинамику пород, в область исследований которой входят тепловые свойства и тепловые процессы в горных породах;

4) электродинамику и радиационную физику пород, объединяющую исследования по электрическим, магнитным, радиоволновым и ядерным свойствам и явлениям в горных породах.

Изучение физических свойств горных пород было начато еще в древнейшие времена. Так, простейшие магнитные свойства магнетита были известны еще в древней Греции, Египте и в Китае. Дальнейшее изучение магнитных свойств горных пород было обусловлено развитием методов поисков полезных ископаемых. Впервые компас для поисков магнетитовых руд был использован в 1640 г. в Швеции.

Изучение Галилеем (1590 г.) законов падения твердых тел под действием силы тяжести положило начало исследованиям в области гравиметрии и плотностных свойств горных пород.

Попытки прогнозировать землетрясения привели к изучению законов распространения упругих волн в земной коре — возникновению сейсмологии (Малле, 1851 г.), а затем и сейсмического метода разведки (Шмидт, 1888 г.).

Впервые в мире изучение электрических свойств горных пород было начато М. В. Ломоносовым в 1753 г. и Б. Франклином в 1754 г.

В СССР уже с 1918 г. были начаты широкие магнитные исследования пород на базе Курской магнитной аномалии под руководством академиков П. П. Лазарева и И. М. Губкина.

Обширные гравиметрические исследования проведены П. М. Никифоровым, М. С. Молоденским и другими советскими учеными. Сейсмические исследования массивов горных пород и разработка новых методов сейсморазведки были осуществлены акад. Г. А. Гамбурцевым.

В области радиометрических исследований горных пород большой вклад внесли работы акад. В. И. Вернадского, А. И. Заборовского и др.

Весьма широкие систематические исследования по электрометрии горных пород были проведены А. А. Петровским в 1924 г. Теоретические работы в этом направлении выполнены А. И. Заборовским, А. Г. Тарховым, В. Н. Дахновым, М. П. Воляровичем и Э. И. Пархоменко.

Первой фундаментальной работой, посвященной механическим свойствам пород применительно к механике грунтов, явилось исследование французского ученого XVIII в. Ш. Кулона.

В России механика грунтов начинала развиваться с XIX в. благодаря работам русских ученых В. И. Курдюмова и П. А. Миняева. В это же время акад. В. М. Севергин впервые ввел термин «горные породы».

В результате широкого развития подземных работ появилась механика горных пород, изучающая деформации и напряжения

в породах при проведении в них горных выработок. Проф. М. М. Протоdjяконов (старший) впервые разработал теорию горного давления. С его именем связано начало систематического изучения прочностных свойств пород. В 1926 г. он дал первую классификацию горных пород по крепости, широко применяемую в горном деле и в настоящее время.

Дальнейшие исследования по механическим свойствам горных пород продолжили советские профессора П. М. Цымбаревич, Г. Н. Кузнецов, Н. А. Цытович, Л. И. Барон, М. М. Протоdjяконов (младший), и др.

Проблемы разрушения горных пород машинами и инструментом в различных условиях изучались акад. П. А. Ребиндером, проф. К. В. Рупнейтом, проф. Л. А. Шрейнером, проф. Н. Г. Домбровским, проф. А. И. Бероном и др.

Тепловые свойства горных пород исследовались вначале применительно к выявлению тепловых полей в земной коре, а затем в связи с развитием термических методов разведочной геофизики и, наконец, с целью внедрения термических методов обработки и разрушения горных пород.

Однако все эти исследования были недостаточно полными как по количеству изучаемых типов пород и полезных ископаемых, так и по числу охваченных определением физических свойств.

В 1962 г. выходит в свет монография В. Н. Кобрановой, в которой обобщены физические свойства пород применительно к разведке и разработке нефтяных и газовых месторождений (петрофизика).

В статье «Задачи горной науки в деле дальнейшего совершенствования горного производства» (научные труды МИРГЭМ, № 46, М., «Недра», 1962) В. В. Ржевским были впервые сформулированы основные принципы физики горных пород и процессов.

В 1963 г. в МГИ, а в 1964 г. в издательстве «Наука» вышла из печати монография авторов «Основы физики горных пород».

В настоящее время в области физики горных пород обширные исследования ведут проблемная лаборатория и физикотехнический факультет Московского горного института. Институт проблем комплексного освоения недр АН СССР, возглавляемый акад. Н. В. Мельниковым, Горный институт Кольского филиала АН СССР, Институт горного дела СО АН СССР, ИГД им. А. А. Скочинского, ВНИМИ, Ленинградский горный институт, Карагандинский политехнический институт, Институт геотехнической механики АН УССР и другие организации.

За последнее десятилетие физика горных пород пополнилась серьезными исследованиями в области механического и взрывного разрушения пород (Б. Н. Кутузов, А. Н. Ханукаев), акустических и механических свойств и механики горных пород

(В. С. Ямщиков, Ж. С. Ержанов, Ю. А. Векслер, И. А. Турчи-  
нинов, И. В. Баклашов), термического воздействия и тепловых  
свойств пород (А. П. Дмитриев, Ю. Д. Дядькин), электриче-  
ского воздействия на горные породы (Ю. И. Протасов, М. П. Тон-  
коногов) и др.

Дальнейшее развитие физики горных пород вызвано возраста-  
ющими потребностями горного производства в изучении физи-  
ческих процессов, происходящих в массивах пород. Успешное  
удовлетворение этих потребностей возможно лишь при условии  
усвоения горными инженерами знаний о физических свойствах  
горных пород, методов прогноза и управления их свойствами  
в зависимости от тех или иных условий, а также основных прин-  
ципов воздействия на горные породы с целью их эффективной  
разработки.

# ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

## СВОЙСТВА И ПАРАМЕТРЫ ГОРНЫХ ПОРОД

### 1. Классификация свойств и параметров

#### 1.1. Минералы и горные породы.

##### Их строение и состав

Под минералом понимают природное тело, приблизительно однородное по химическому составу и физическим свойствам, образующееся в результате физико-химических процессов в земной коре. К минералам относятся также все элементы, обнаруживаемые в земной коре (самородные металлы и металлоиды). Всего известно около 3000 различных минералов. В большинстве это твердые кристаллические химические соединения. Распределение минералов в земной коре весьма неравномерно. В образовании горных пород основную роль играют только около 30 так называемых порообразующих минералов. Наиболее распространены полевые шпаты — натриевые, калиевые и кальциевые алюмосиликаты, составляющие 60% верхней части земной коры, амфиболы и пироксены — 17%, кварц — 12% и слюды — 3,8%. Большинство других минералов, например все минералы, составляющие руды цветных металлов, присутствуют в породах в незначительном количестве.

Кристаллы минералов имеют свою пространственную решетку, соответствующую закону распределения вещества внутри кристалла. Известно семь типов (сингоний) кристаллических решеток, характеризующихся отношениями величин кристаллических осей  $a$ ,  $b$  и  $c$  (наименьших расстояний между узлами решетки в трех направлениях) и углов между ними  $\alpha$ ,  $\beta$  и  $\gamma$ :

триклинная

$$a \neq b \neq c; \quad \alpha \neq \beta \neq \gamma \neq 90^\circ;$$

моноклинная

$$a \neq b \neq c; \quad \alpha = \gamma = 90^\circ; \quad \beta \neq 90^\circ.$$

ромбическая

$$a \neq b \neq c; \quad \alpha = \beta = \gamma \neq 90^\circ;$$

тетрагональная

$$a = b \neq c; \quad \alpha = \beta = \gamma = 90^\circ;$$

тригональная

$$a = b = c; \quad \alpha = \beta = \gamma \neq 90^\circ;$$

гексагональная

$$a = b \neq c; \quad \alpha = \beta = 90^\circ; \quad \gamma = 120^\circ;$$

кубическая

$$a = b = c; \quad \alpha = \beta = \gamma = 90^\circ.$$

Физические свойства минерала в виде одиночного кристалла определяются его химическим составом и силами связей между частицами, входящими в пространственную решетку.

На свойства (особенно механические) минералов, представляющих поликристаллические агрегаты, большое влияние оказывают силы сцепления между кристаллами, составляющими агрегат. Эти силы отличаются от внутрикристаллических и часто бывают близки по величине к молекулярным.

Все кристаллы анизотропны, т. е. их свойства неодинаковы в разных направлениях. Однако если в поликристаллическом агрегате кристаллы не ориентированы (располагаются хаотично), то в целом такие агрегаты изотропны.

Кристаллические агрегаты минералов имеют определенную макроструктуру, характеризующуюся размерами, формой кристаллов и их взаимным расположением.

Характерным структурным признаком ряда минералов является спайность — способность раскалываться по плоским блестящим поверхностям. Агрегаты, сложенные такими минералами, анизотропны.

По химическому составу минералы делятся на самородные элементы, сульфиды, окислы, силикаты, соли кислородных кислот, галоидные соединения.

Минералы подразделяются также на группы по их генезису. Выделяют магматогенные минералы, образовавшиеся как непосредственно из магмы, так и из магматогенных горячих растворов; экзогенные (осадочные) минералы, возникшие вблизи поверхности Земли при участии агентов выветривания, и метаморфические, образовавшиеся в земной коре в результате изменения других минералов.

Агрегаты одного или нескольких минералов, образующие самостоятельные тела, называются горными породами. Таким образом, если минерал — химическое соединение элементов, то горная порода — механическое соединение или смесь минералов, возникшее в результате кристаллизации, воздействия температур, давлений и т. д.

Свойства пород в первую очередь зависят от их минерального состава и макростроения (структурно-текстурных признаков), обуславливающих тип и название породы.

Минеральный состав характеризует объемное относительное содержание в породе различных минералов. Строение породы —

это совокупность признаков, описывающих степень связи между частицами породы, их размеры, форму и взаимное расположение. Так, в зависимости от характера связей отдельных зерен различают следующие типы пород:

**р ы х л ы е** (раздельнозернистые) — механические смеси различных минералов или зерен одного минерала, не связанных между собой (песок, гравий, галечник);

Т а б л и ц а 1.1

Важнейшие структуры и текстуры пород

Название	Характеристика	Порода
<i>Структура</i>		
Кристаллическая:		
грубо- и крупнозернистая	Порода целиком состоит из кристаллических зерен; размер зерен 0,5—5 мм	Гранит, габбро
среднезернистая мелкозернистая афанитовая	Размер зерен до 0,5 мм Размер зерен менее 0,25 мм Зерна различимы лишь при увеличении	Диабаз
Скрытокристаллическая	Кристаллы не видны даже при увеличении	Риолит
Стекловатая	Сплошная стекловатая масса	Обсидиан, туф
Порфировая	В общую стекловатую или кристаллическую массу вкраплены крупные зерна	Гранит-порфир, андезит
Обломочная	Породы сцементированы из обломков	Брекчия
<i>Текстура</i>		
Массивная	Частицы породы не ориентированы, плотно прилегают друг к другу	Гранит, пироксенит
Пористая	Частицы породы не плотно прилегают друг к другу, образуя большое число микропустот	Туф, мел
Слоистая	Частицы породы чередуются, образуя слои и напластования	Известняк, сланец

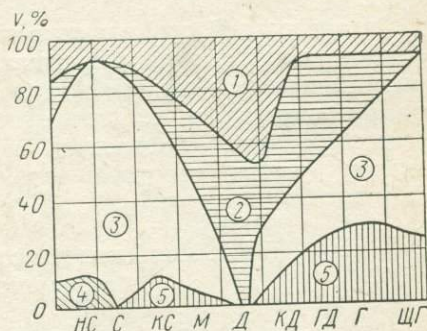
**с в я з н ы е** (глинистые) — с водно-коллоидными связями частиц между собой; их отличительной особенностью является переход в пластическое состояние при насыщении водой; к этому типу принадлежат преимущественно продукты химического выветривания — глины, суглинки, бокситы;

т в е р д ы е (скальные и полускальные) — с жесткой, упругой связью между частицами минералов (песчаники, граниты, диабазы, гнейсы); связи между минеральными зернами пород этого типа наиболее прочны.

Размеры, форма и взаимное расположение частиц породы оценивают ее структурой и текстурой (табл. 1.1).

Рис. 1.1. Обобщенный минеральный состав магматических пород (по Тиррею):

1 — темноцветных; 2 — плагиоклазов; 3 — щелочных полевых шпатов; 4 — фельдшпатоидов; 5 — кварца (НС — нефелиновый сиенит; С — сиенит; КС — кварцевый сиенит; М — монзонит; Д — диорит; КД — кварцевый диорит; ГД — гранодиорит; Г — гранит; ЩГ — щелочной гранит  
V — относительное объемное содержание минералов



Название породы дает лишь некоторое приближенное представление о ее минеральном составе, строении и, следовательно, свойствах. Например, гранит — это порода, в состав которой входит около 60% полевого шпата, 5—10% слюды, 25—30% кварца. Переходы от одного типа к другому типу породы постепенные, резких границ между ними часто не существует (рис. 1.1).

Так, осадочная горная порода, состоящая из минерала кальцита, называется известняком; порода, состоящая из доломита, — доломитом. Но между этими крайними состояниями существуют переходные породы смешанного состава, например доломитизированный известняк. Прогнозировать в какой-то мере физические свойства пород можно лишь, имея точные данные об их минеральном составе и строении.

Как минеральный состав, так и строение горных пород определяются их генезисом и воздействием различных внешних факторов (движением земной коры, деятельностью ветра и воды, давлением, температурными колебаниями) в течение всего периода их существования.

Как известно, горные породы по происхождению делятся на три большие группы: магматические, осадочные и метаморфические. В магматических породах крупность кристаллов, их форма, наличие или отсутствие стекловатой массы обусловлены давлением и скоростью затвердевания магмы. В осадочных породах условия накопления осадков и дальнейшие изменения определяют слоистость, пористость пород, способ цементации обломочного материала и т. п. В метаморфических породах температура и состав горячих растворов, давление, его характер и длительность воздействия определяют степень метаморфизма пород, перекристаллизацию их и, следовательно, сланцеватость, пористость и зернистость.

В магматических породах практически отсутствует слоистость, в то время как в осадочных толщах она является одним из

основных признаков строения. Магматические и метаморфические породы в большинстве своем мало пористые, а осадочные часто имеют высокую пористость. Тем не менее происхождение пород определяет их минеральный состав, строение и свойства далеко не однозначно, и следовательно, также не может быть основой при оценке физических и физико-технических характеристик пород.

Отличительной особенностью горных пород является их многофазность, так как поры и трещины пород в естественных условиях обычно заполнены газами, жидкостью или инородными породами, что предопределяет возникновение в породах множества физических эффектов, отличающих поведение пород от классических законов физики твердого тела.

## 1.2. Особенности состава и строения ископаемых углей

Физико-химические, геологические, биологические и биохимические процессы, протекающие при углефикации органической массы углей, обуславливают особенности состава и строения ископаемых углей.

Органическая масса углей характеризуется содержанием углеродных микрокомпонентов, различимых под микроскопом: витрена, кларена, дюрена и фюзена.

Витрен — однородная черная блестящая и хрупкая разновидность угля. Кларен — полублестящий уголь. Дюрен — вязкий, матовый и зернистый уголь. Фюзен — волокнистый, рыхлый, серовато-черный уголь.

Молекулярная структура угля ввиду своей сложности до сих пор не исследована полностью. Все имеющиеся представления о ней можно разбить на два направления, в которых угольное вещество рассматривается или как коллоидная система, или как среда, имеющая макромолекулярное строение.

Угольное вещество в соответствии с первым направлением представляют трехмерной совокупностью соприкасающихся молекулярных образований — мицелл, соединенных между собой в некоторых точках. Мицеллы построены из большого числа повторяющихся структурных элементов (рис. 1.2).

Процесс углефикации согласно этому представлению состоит в изменении относительного содержания веществ неодинаковой степени полимеризации, сопровождающемся увеличением размеров квазиупорядоченных областей (рост углеродных сеток, уменьшение длины боковых цепей и т. п.) и уменьшением количества аморфных веществ.

Согласно представлениям второго направления предполагается существование структурной единицы угля — макромолекулы, являющейся плоской углеродной сеткой с боковыми цепями углеводорода (рис. 1.3). При этом сущность процесса углефикации объясняют увеличением размера сеток, их упорядочением и приближением всей структуры к слоистой системе.

Однако во всех случаях считается, что углеродная составляющая является текстурированной средой, а неуглеродные состав-

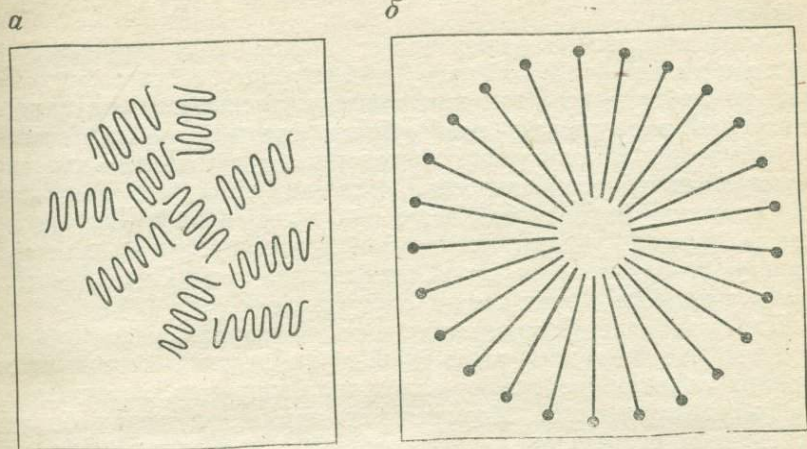


Рис. 1.2. Упаковка мицелл угольного вещества в виде изогнутых и сложенных пучков (а) и радиальных лучей (б)

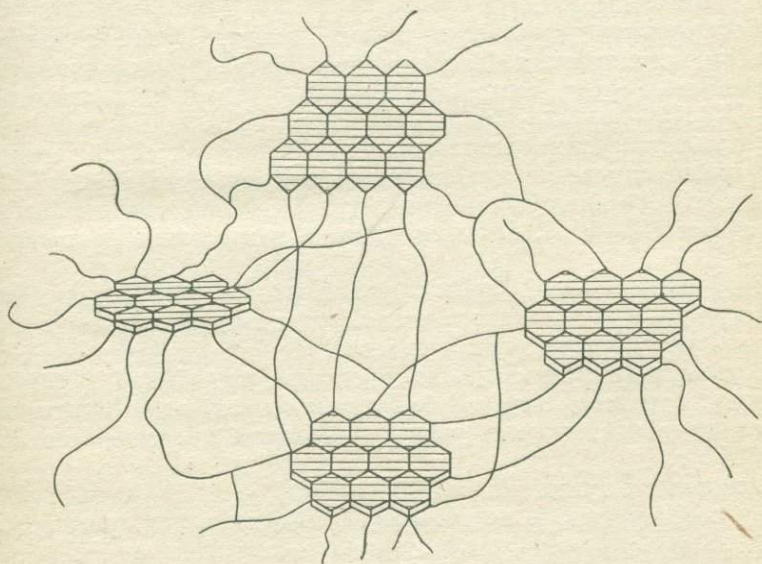


Рис. 1.3. Макромолекулы угля

вляющие угля присутствуют в ней в виде минеральных включений и элементов — примесей.

Включениями в угле могут быть различные минералы, составляющие угольные пласты, — кварц, глинистые минералы, пирит, кальцит и др.

Общее содержание минеральных компонентов характеризует зольность угля. Однако однозначного соответствия при этом не наблюдается, так как в процессе сжигания угля часть минералов претерпевает необратимые фазовые превращения.

Для углей, используемых в качестве энергетического топлива, важно знать общую зольность. Качество углей как энергетического топлива ухудшается также при содержании в них органических примесей типа липтобиолитов, которые имеют пониженную теплоту сгорания. Для целей коксования решающее значение кроме зольности имеет также содержание серы.

Для алюминиевой промышленности и для изготовления электродного кокса важно знать также химический состав золы. В таких случаях соединения алюминия, например, не считаются вредными примесями. Минеральные примеси в углях бывают свободные и связанные, причем последние наиболее трудно поддаются обогащению.

Сера в угле может быть представлена минеральными примесями (в основном пиритом), но может входить и в состав органических компонентов.

Содержание углерода в горючей массе углей зависит от степени метаморфизма. Так, наименее метаморфизованные длиннопламенные угли содержат 76—79% углерода, антрациты — 93—95%.

Зольность углей изменяется в весьма широких пределах и в общем случае не зависит от степени их метаморфизма. Так, зольность  $A^c$  длиннопламенных углей и антрацитов Донбасса составляет 14—16%. Имеются угли с зольностью, достигающей 40%.

Содержание общей серы в углях колеблется от долей процента до 5—6%. Каменные угли Кузбасса содержат серы в 5—10 раз меньше, чем угли Донбасса.

Элементы-примеси в углях представлены обычно германием, галлием, ураном, медью, бериллием, молибденом, ванадием. Масса микроэлементов в углях колеблется в среднем от 238,8 до 586 г/т.

Ископаемые угли классифицируются как по петрографическому составу, так и по степени углефикации (см. раздел 7.8).

### 1.3. Пористость горных пород

Совокупность всех пустот в горных породах, заключенных между минеральными частицами или их агрегатами, носит название пористости.

Величина пористости численно оценивается показателем общей пористости пород  $P$  — относительным объемным содержанием пор, выражаемым чаще всего в процентах.

$$P = \frac{V_{\text{п}}}{V_0 + V_{\text{п}}} 100, \quad (1.1)$$

где  $V_{\text{п}}$  — объем пор, м<sup>3</sup>;  $V_0$  — объем минерального скелета, м<sup>3</sup>.

Отношение объема пор к объему минерального скелета породы называется коэффициентом пористости

$$k_{\text{п}} = \frac{V_{\text{п}}}{V_0}. \quad (1.2)$$

Взаимосвязь между пористостью пород и коэффициентом пористости выражается формулой

$$P = \frac{k_{\text{п}}}{1 + k_{\text{п}}}. \quad (1.3)$$

Поры в горных породах по происхождению делятся на первичные, формирующиеся при образовании пород, и вторичные, появившиеся в результате процессов метаморфизма, выщелачивания, перекристаллизации и т. п.

По величине поры подразделяются на субкапиллярные (диаметром пустот менее 0,2 мкм), капиллярные (0,2—100 мкм) и сверхкапиллярные (более 100 мкм). Практически к порам в породах следует относить пустоты любых размеров и форм, однако принято выделять и рассматривать отдельно такие пустоты в породах, как трещины и каверны.

По форме поры могут быть самого различного типа — межзеренные, пузырчатые, каналовидные, щелевидные, ветвистые и т. д. (рис. 1.4). Форма и размер отдельных пор и их взаимная связь определяют форму порового пространства породы. Последняя, в свою очередь, обуславливает различные физические процессы, например водопроницаемость пород.

Поры часто могут соединяться с внешней средой и между собой, образуя сплошные извилистые каналы. Общий объем таких пор, отнесенный к объему всей породы, называется открытой (эффективной) пористостью  $P_{\text{эф}}$ . При этом  $P_{\text{эф}} < P$ .

Пористость горных пород изменяется в значительных пределах: есть породы, практически непористые, и есть такие, в которых пористость достигает 90%.

Высокой пористостью обладают осадочные породы. Пористость магматических пород обычно незначительна. Исключение составляют изверженные разности пород, такие как туфолавы, трахит ( $P = 55 \div 60\%$ ). Выветрившиеся магматические породы также имеют высокую пористость.

Пористость зависит от формы и размеров зерен, составляющих породу, степени их отсортированности, сцементированности и уплотненности. Если породы сложены частицами одинакового размера, то наименьшей пористо-

стью обладают породы с окатанными зёрнами, наибольшей — с угловатыми плоскими. Даже при одних и тех же размерах и форме частиц горной породы пористость может быть различной из-за разного взаимного их расположения.

У равномернозернистых пород пористость больше, чем у неравномернозернистых, так как в последнем случае промежутки между крупными частицами заполняются более мелкими. По этой же причине пористость цементированных пород тем меньше, чем больше цементирующего материала заполняет промежутки между частицами и чем плотнее сам цемент.

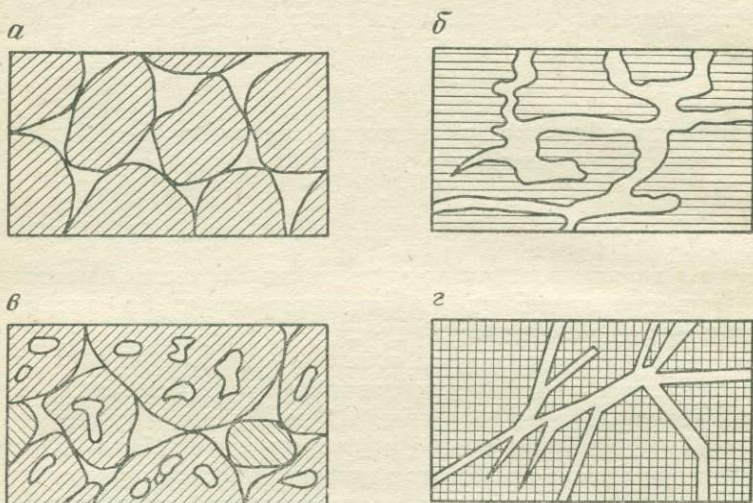


Рис. 1.4. Различные типы пор:

а — межзеренные; б — ветвистые поры растворения; в — внутризеренные пузырьчатые; г — шклеритные трещинные

В результате давления горная порода испытывает остаточные деформации, приводящие к снижению пористости: выжимание газов из породы, взаимное перемещение частиц (переход к более плотной укладке, разрушение структуры и зерен породы). Под давлением значительно уплотняются глины. Глинистые породы при давлении в  $10^8$  Па снижают свою пористость с 50 до 7%. Поэтому породы, находящиеся на больших глубинах, а также метаморфизованные, имеют низкую пористость.

#### 1.4. Плотность пород

Масса единицы объема твердой фазы (минерального скелета) минерала или породы называется ее плотностью  $\rho_0$ .

Плотность минералов зависит от их химического состава и структуры. Минералы делятся на тяжелые ( $\rho_0 > 4 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>), средние ( $\rho_0 = (4 \div 2,5) 10^3$  кг/м<sup>3</sup>) и легкие ( $\rho_0 < 2,5 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>); 13% всех минералов относятся к легким, 33,8% — к тяжелым 53,2% — к средним.

Плотность горных пород определяется плотностью слагающих породы минералов  $\rho_{0i}$ . Она может быть рассчитана по формуле

$$\rho_0 = \sum_{i=1}^n \rho_{0i} V_i, \quad (1.4)$$

где  $n$  — число минералов, слагающих породу;  $V_i$  — доля объема, занимаемого каждым минералом.

Масса единицы объема породы в ее естественном состоянии отличается от массы той же единицы объема, заполненного только твердой фазой породы; такое отличие обусловлено в первую очередь пористостью породы.

Поэтому в горном деле наряду с плотностью широко пользуются понятием объемной массы  $\rho$ . Объемной массой называется масса единицы объема породы при данной пористости в ее естественном состоянии. Плотность пород всегда больше их объемной массы.

Связь между объемной массой и плотностью выражается через пористость:

$$\rho = \rho_0 (1 - P); \quad \rho_0 = \rho (1 + k_n), \quad (1.5)$$

где  $P$  — общая пористость, доли единицы.

Если порода сложена из минералов примерно одинаковой плотности, ее объемная масса в основном зависит от пористости. Например, объемная масса известняков может меняться от  $1,5 \times 10^3$  до  $2,5 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>, в то время как плотность слагающего известняк кальцита равна  $2,7 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>.

Объемная масса малопористых пород зависит в основном от их минерального состава. Так, у магматических пород наблюдается увеличение объемной массы с уменьшением содержания кварца (рис. 1.5), поскольку кварц обладает меньшей плотностью ( $2,65 \times 10^3$  кг/м<sup>3</sup>), чем железисто-магнезиальные минералы (оливин, пироксены, роговая обманка, биотит и т. д.), слагающие магматические породы.

Объемная масса большинства пород колеблется от  $1,5 \cdot 10^3$  до  $3,5 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>. Большой объемной массой обладают руды, так как в их состав в значительном количестве входят тяжелые рудные минералы — гематит, магнетит, сидерит, киноварь.

Низкую объемную массу имеют гидрохимические осадки — гипс (объемная масса  $2,3 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>) и каменная соль ( $2,1 \times 10^3$  кг/м<sup>3</sup>). Весьма низкими значениями объемной массы [(0,72—2,0)  $\cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>] обладают каменные угли и торф. Объемная масса углей определяется их пористостью, содержанием углерода и наличием минеральных примесей. Так как углерод имеет плотность  $2,3 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>, увеличение степени углефикации приводит к росту объемной массы углей. Этому способствует также тот фактор, что при переходе к более метаморфизованным углям

(бурые угли — газовые угли — антрацит) наблюдается снижение пористости.

Повышенные значения объемной массы углей одной и той же степени метаморфизма указывают на увеличение в них содержания минеральных примесей и зольности, поскольку примеси имеют бóльшие значения плотности, чем углерод.

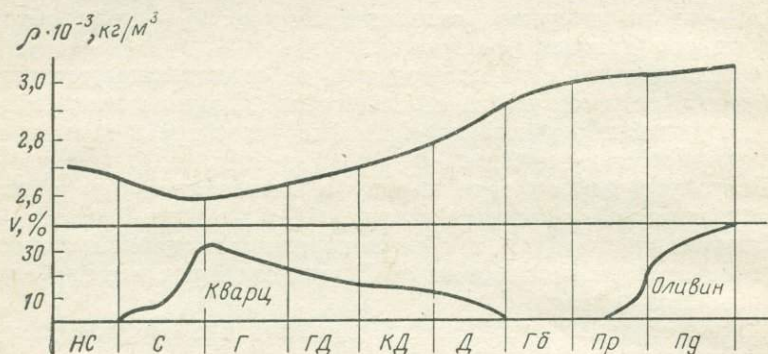


Рис. 1.5. Изменение объемной массы  $\rho$  магматических пород в зависимости от содержания в них кварца и оливина:

Гб — габбро; Пр — пироксен; Пд — перидотит. Остальные обозначения см. на рис. 1.1

Вес единицы объема твердой фазы породы называется удельным весом  $\gamma_0$  породы, а вес единицы объема породы в естественном состоянии — объемным весом  $\gamma$ . Удельный вес породы и ее плотность связаны соотношением

$$\gamma_0 = \rho_0 g, \quad (1.6)$$

где  $g$  — ускорение свободного падения.

Удельные и объемные веса породы — параметры силовые, поэтому они должны применяться только в тех случаях, когда рассматриваются силы, вызванные действием [гравитационного поля, например горное давление. В случаях, когда оценивают количество вещества, используют параметр плотности.

На практике иногда пользуются коэффициентом плотности

$$k_{пл} = \frac{\rho}{\rho_0} = 1 - P, \quad (1.7)$$

где  $k_{пл}$  — отношение объемной массы пород к их плотности, характеризующее степень заполнения объема горной породы минеральным веществом.

### 1.5. Трещиноватость пород

Трещиной называют плоский разрыв сплошности среды, величина которого на порядок и более превосходит межатомные расстояния в кристаллической решетке ( $10^{-10}$  м).

Трещины по величине бывают трех порядков (табл. 1.2). Трещины первого порядка размером от  $10^{-9}$  до  $10^{-5}$  м являются внутрикристаллическими, они обусловлены условиями возникновения и развития отдельных кристаллов. Эти трещины близки к дефектам кристаллической решетки минералов, рассматриваемым в физике твердого тела.

Ко второму порядку относятся трещины, находящиеся между самими кристаллами, а также трещины в межкристаллическом цементе. Размеры этих трещин имеют тот же порядок, что и размеры слагающих породы кристаллов, а величина раскрытия может достигать 0,1 мм и более.

Трещины первых двух порядков возникают в основном в процессе диагенеза осадков или кристаллизации магм, их ориентирование в общем случае хаотично. Эти трещины определяют сопротивляемость пород процессам бурения, измельчения в дробилках, выемке многочерпаковыми экскаваторами и комбайнами. Решающее влияние при этом оказывают трещины второго порядка.

К трещинам третьего порядка относятся трещины, возникающие в процессе метаморфизма пород за счет потери воды и летучих веществ, а также в процессе остывания пород вследствие уменьшения их объема. Эти трещины тесно связаны с отдельными пластами, потоками лав или интрузиями. Трещины кливажа также относят к трещинам третьего порядка. К этому порядку относятся тектонические трещины, возникшие в горных породах под воздействием тектонических сил, проявляющихся в земной коре в процессе ее развития. В их число входят трещины отрыва и скалывания. Тектонические трещины обычно образуют четко выраженные системы двух почти взаимно перпендикулярных крутопадающих рядов трещин, секущих пласты пород независимо от их состава и возраста. В этот же порядок входят искусственные трещины, появляющиеся в породах при ведении горных работ.

К перечисленным видам трещин на обнажениях добавляются трещины выветривания, которые развиваются на глубину от 2 до 10 м по уже имеющимся трещинам или по нетронутому массиву.

Все трещины третьего порядка имеют значительное простирание, измеряемое сантиметрами, метрами и даже километрами. По степени проявления они делятся на открытые, закрытые и скрытые. Эти трещины могут заполняться другими породами, продуктами выветривания, водой и нефтью или же оставаться незаполненными.

Характерной особенностью трещин третьего порядка является то, что они, пересекаясь, делят породы на отдельные более или менее правильной формы. Эти трещины оказывают наиболее существенное влияние на процессы разрушения пород при их выемке и рыхлении, при сдвигениях, оползнях и обвалах.

Характеристика пород по трещиноватости

Порядок	Характеристика и генезис трещин	Протяжен- ность трещины, м	Раскрытие, м	Расстояние между трещинами, м	Преимущественное ориентирование
Первый	<i>Внутрикристаллические</i>				
	Вакансии, дислокации, полости	$10^{-9}$ — $10^{-2}$	$10^{-9}$ — $10^{-5}$	$10^{-8}$ — $10^{-9}$	Беспорядочное
Второй	<i>Межкристаллические</i>				
	Трещины между кристаллами, трещины в цементе	$10^{-4}$ — $10^{-2}$	$10^{-6}$ — $10^{-3}$	$10^{-5}$ — $10^{-2}$	Беспорядочное, за исключением сланцеватых пород
	<i>Эндогенные (разрыв)</i>				
Третий	Трещины остывания и усыхания	$10^{-1}$ — $10^0$	$10^{-5}$ — $10^{-3}$	$10^{-1}$ — $10^0$	Перпендикулярно к напластованию Параллельно напластованию
	Трещины накопления осадков	$10^{-1}$ — $10^3$	$10^{-6}$ — $10^{-4}$	$10^{-1}$ — $10^0$	
	<i>Экзогенные (сдвиг, разрыв)</i>				
	Тектонические трещины	$10^0$ — $10^5$	$10^{-6}$ — $10^0$	$10^{-4}$ — $10^{-1}$	Связанные системы параллельных трещин
	Кливаж	$10^{-1}$ — $10$	$10^{-9}$ — $10^{-5}$	$10^{-4}$ — $10^{-3}$	Параллельные трещины
<i>Гипергенные (разрыв)</i>					
	Искусственные трещины	$10^{-2}$ — $10$	$10^{-6}$ — $10^{-1}$	$10^{-1}$ — $10^0$	Перпендикулярно к обнажению Параллельно обнажению По первичным трещинам
	Трещины отжима	$10^0$ — $10^2$	$10^{-3}$ — $10^{-1}$	$10^{-1}$ — $10^0$	
	Трещины выветривания	$10^{-1}$ — $10^{-2}$	$10^{-5}$ — $10^{-1}$	$10^{-2}$ — $10^0$	

Форма и величина отдельностей могут сильно варьировать. Они зависят от числа систем трещин, от направления трещин в системе и залегания слоев.

При изучении трещин в массивах пород определяют тип сети трещин, их углы падения и азимуты простирания, протяженность и раскрытость и т. д. Количественно трещиноватость пород оценивают по отношению одного из показателей трещин (например, длина, раскрытие, количество трещин) к единице длины, площади или объема горной породы. По этому признаку количественные показатели делятся на линейные, площадные и объемные. Существуют и другие показатели, основанные на зависимости ряда физических свойств пород от трещиноватости.

### 1.6. Жидкости и газы в породах

Наличие пор и трещин в породах предопределяет возможность их заполнения различными жидкостями и газами. В результате порода становится многофазной средой и свойства ее начинают зависеть от всего комплекса входящих в нее компонентов и от их взаимодействия.

Наиболее часто горные породы бывают насыщены водой, которая может содержаться в породах в разном виде. Различают химически связанную, физически связанную и свободную воду.

Химически связанная вода наряду с другими молекулами и ионами входит в состав кристаллической решетки минералов. Удаление такой воды приводит к разрушению минерала, превращению его в другое — безводное соединение.

Если вода в кристаллической решетке находится в виде молекул, то такая вода называется кристаллизационной. Она характерна, например, для гипса ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ), опала ( $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ), карналлита ( $\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ) и многих других минералов. Кристаллизационная вода, как правило, удаляется из породы при температуре 200—600° С.

Вода, образующаяся при нагреве не входящих в кристаллическую решетку гидроксильных ионов ( $\text{OH}^-$  и  $\text{H}^+$ ), называется конституционной. Она характерна для таких минералов, как тальк ( $\text{Mg}_3(\text{OH})_2 \text{Si}_4\text{O}_{10}$ ), малахит ( $\text{Cu}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_2$ ), и каолинит ( $\text{Al}_2(\text{OH})_4 \cdot \text{Si}_2\text{O}_5$ ). Температура выделения конституционной воды достигает 1300° С.

Наличие в породе химически связанной воды проявляется только при ее нагревании. Она обуславливает изменение свойств породы при высоких температурах. Благодаря нарушению кристаллической решетки минералов при выделении из них химически связанной воды происходит ослабление и разрушение пород, а в ряде случаев их упрочнение (например, глины).

Физически связанная вода тесно соединена молекулярными силами притяжения с твердыми частицами породы, обволакивая их в виде пленки. Ее количество зависит от смачиваемости пород.

Смачиваемость — это способность горной породы покрываться пленкой жидкости. Величина смачивания твердой поверхности жидкостью характеризуется краевым углом  $\theta$  между плоскостью твердого тела и касательной к поверхности капли, проведенной из точки касания капли с телом.

Смачиваемость пород зависит от их адсорбционной способности, т. е. способности концентрировать (адсорбировать) на своей поверхности молекулы жидкости за счет электростатического притяжения. Большинство пород относится к хорошо смачиваемым водой (гидрофильным). Частично или полностью не смачиваемы (гидрофобны) — сера, угли, битуминозные песчаники и некоторые другие породы.

Адсорбционная способность пород возрастает при наличии в них растворимых солей, глинистых минералов (особенно с подвижной кристаллической решеткой — монтмориллонитов), а также с увеличением удельной поверхности твердой фазы. В связи с последним наблюдается увеличение адсорбционной способности с уменьшением размеров частиц рыхлой породы и увеличением их угловатости.

Физически (прочно) связанная вода не перемещается в породах, имеет высокую плотность (до  $1,74 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>), низкую температуру замерзания ( $-78^\circ\text{C}$ ), малые значения теплоемкости, диэлектрической проницаемости, электропроводности, не является растворителем. Она удаляется из породы только нагреванием до  $105-110^\circ\text{C}$ .

Количество физически связанной воды в породах оценивается показателями максимальной гигроскопичности и максимальной молекулярной влагоемкости.

Максимальная гигроскопичность  $w_g$  — наибольшее количество влаги, которое способна адсорбировать на своей поверхности горная порода из воздуха с относительной влажностью 94%. Максимальная гигроскопичность характеризует адсорбционную способность пород и поэтому зависит от тех же факторов, что и последняя.

Молекулярная, или пленочная влагоемкость  $w_m$  — количество воды, удерживаемой силами молекулярного притяжения на поверхности частиц породы:

$$w_m = \frac{m_m - m_c}{m_c}, \quad (1.8)$$

где  $m_m$  — масса влажного образца породы;  $m_c$  — масса образца породы, высушенного при температуре  $105-110^\circ\text{C}$ .  $w_m > w_g$  за счет наличия в породе слабо связанной пленочной воды, отличия которой от физически (прочно) связанной воды является способность передвигаться под действием молекулярных сил.

Для кварцевых частиц размером  $0,1-0,05$  мм  $w_m$  составляет  $0,02\%$ , размером менее  $0,001$  мм —  $0,86\%$ . Однако основную

роль играет минеральный состав пород. При том же размере частиц (меньше 1 мк)  $w_m$  альбита равна 8,1%, лимонита — 23% и биотита — 48%.

В связи с этим кварцевые пески, например, содержат наименьшее количество связанной воды — 0,24%, в то время как лёссы — 5,2%, глины — 10—30%.

Влажные породы обладают способностью избирательно адсорбировать наряду с водой ионы из насыщающего породу раствора, т. е. ионосорбционной способностью. Это явление важно при изучении электрохимических реакций в породах, электропроводности и электрических полей в массивах.

Свободная вода в породах может находиться в виде капиллярной воды, удерживаемой в мелких порах силами капиллярного поднятия, и в виде гравитационной воды, заполняющей крупные поры и передвигающейся в породах под действием сил тяжести или давления.

Количество капиллярной воды оценивается параметром капиллярной влагоемкости. Последняя зависит от среднего размера поровых каналов, перпендикулярных к зеркалу грунтовых вод в изучаемом объеме.

В зависимости от минерального, гранулометрического состава пород и формы частиц соотношение количества различных видов воды в породах может быть разным. Так, пески содержат в основном гравитационную воду, а глины, лёссы и суглинки — молекулярную и капиллярную. Относительное содержание последней в глинах достигает 18—50%.

Максимальное количество связанной, капиллярной и гравитационной воды, которое способна вместить порода, характеризуется ее полной влагоемкостью (массовой и объемной).

**М а с с о в а я п о л н а я в л а г о е м к о с т ь**

$$w_p = \frac{m_p - m_c}{m_c}, \quad (1.9)$$

**о б ъ е м н а я п о л н а я в л а г о е м к о с т ь**

$$w_{p.об} = \frac{V_{ж}}{V}, \quad (1.10)$$

где  $m_p$  — масса породы, максимально насыщенной водой;  $V_{ж}$  — объем воды, заполняющей породу ( $V_{ж} = \frac{m_p - m_c}{\rho_{ж}}$ );  $V$  — объем породы. Объемная влагоемкость связана с массовой посредством следующей формулы:

$$w_{p.об} = w_p \frac{\rho_{ж}}{\rho}, \quad (1.11)$$

где  $\rho_{ж}$  — плотность воды;  $\rho$  — объемная масса породы.

По величине объемная полная влагоемкость примерно равна пористости породы. Если поры в породах не имеют свободного сообщения друг с другом, то в них может остаться некоторое количество заземленных газов или воздуха даже при полном насыщении пород водой. Тогда  $w_{п.об} < P$ .

Иногда вода способна проникнуть между пакетами кристаллических решеток некоторых минералов (монтмориллонит, вермикулит, галлуазит). Тогда наблюдается  $w_{п.об} > P$ .

Для характеристики породы в естественном состоянии пользуются параметром естественной влажности  $w_e$ , равным относительному количеству воды, содержащейся в породах в природных условиях, и коэффициентом водонасыщения  $k_{вн}$ , указывающим на степень насыщения породы водой,

$$k_{вн} = \frac{w_e}{w_{п.об}}. \quad (1.12)$$

Если  $w_e$  заменить  $w_{п.об}$ , а  $w_{п.об}$  пористостью  $P$ , то коэффициент водонасыщения будет характеризовать степень максимально возможного заполнения порового пространства водой.

Извлечь всю воду из увлажненной породы механическими средствами невозможно. При любом механическом воздействии в породе остается физически связанная вода. Весьма трудно отдают воду лёссы, глины, очень мелкие пески (пльвуны), так как именно в них имеется большой процент физически связанной воды. Способность породы отдавать воду под механическим воздействием и под действием сил гравитации характеризуется водоотдачей  $\xi$  (см. приложение 16):

$$\xi = w_{п.об} - w_m. \quad (1.13)$$

Таким образом, чем больше молекулярная влагоемкость пород, тем меньше их коэффициент водоотдачи.

Величина водоотдачи зависит от размеров частиц, образующих породу, величины и взаимного расположения пор. Слабая водоотдача пород обычно снижает производительность механической и гидравлической разработки пород, затрудняет осушение месторождения, транспортирование и дробление полезного ископаемого.

В природе кроме воды в породах встречаются также нефть и газы.

Характер распределения в порах воды, нефти и газа предопределяет многие физические свойства этих пород, в частности, очень сильно сказывается на их электросопротивлении.

В общем случае нефтегазонасыщенных пород сумма объемов нефти  $V_n$ , газа  $V_g$  и воды  $V_v$  равна объему порового пространства пород  $V_{п.об}$ , следовательно,

$$\frac{V_n}{V_{п.об}} + \frac{V_g}{V_{п.об}} + \frac{V_v}{V_{п.об}} = 1. \quad (1.14)$$

Отношения  $V_n/V_{п.об}$ ,  $V_g/V_{п.об}$ ,  $V_v/V_{п.об}$  называются относительными коэффициентами соответственно нефтенасыщения  $k_n$ , газонасыщения  $k_g$  и водонасыщения  $k_v$ .

До сих пор рассматривалось только содержание флюидов в породах. Однако жидкости и газы способны перемещаться по поровым каналам и трещинам породы. Свойство породы пропускать сквозь себя флюиды называется ее *проницаемостью*.

Проницаемость бывает физическая (абсолютная) и фазовая (эффективная).

Физическая проницаемость — это проницаемость в случае фильтрации через породу однородной жидкости или газа. Фазовая проницаемость — это способность пород, насыщенных неоднородной жидкостью, пропускать отдельно ее фазы.

Численно величина проницаемости описывается коэффициентом проницаемости  $k_{пр}$ , выводимым из уравнения Дарси, согласно которому количество жидкости  $Q$ , прошедшей через образец породы, выражается следующим образом:

$$Q = \frac{\Delta P S t}{\Delta l \eta} k_{пр}, \quad (1.15)$$

где  $S$  — площадь поперечного сечения образца,  $m^2$ ;  $t$  — время фильтрации,  $s$ ;  $\Delta P$  — перепад давлений на пути фильтрации  $\Delta l$ ;  $\eta$  — вязкость жидкости,  $Pa \cdot s$ .

Из формулы (1.15) имеем

$$k_{пр} = \frac{Q \Delta l}{S \Delta P t} \eta. \quad (1.16)$$

Размерность коэффициента проницаемости —  $m^2$ .

Практической единицей измерения проницаемости является дарси (Д) — величина проницаемости, присущая образцу породы площадью  $1 \text{ см}^2$ , длиной  $1 \text{ см}$ , через который при давлении  $9,8 \cdot 10^4 \text{ Па}$  проходит в  $1 \text{ с}$   $1 \text{ см}^3$  жидкости вязкостью  $10^{-3} \text{ Па} \cdot \text{с}$ . При этом  $1 \text{ Д} = 1,02 \cdot 10^{-12} \text{ м}^2$ .

В практике горного производства широкое распространение получил другой параметр — коэффициент фильтрации  $k_{ф}$  (см. приложение 16). Практически он представляет собой скорость фильтрации газа или жидкости через породы:

$$k_{ф} = \frac{Q}{tS}. \quad (1.17)$$

Коэффициент фильтрации  $k_{ф}$  не учитывает влияние напора пластовых вод и их вязкости на изменение количества фильтрующейся воды. Сравнение  $k_{ф}$  и  $k_{пр}$  показывает, что между ними в случае фильтрации воды существует следующее соотношение:

$$1 \text{ Д} = 1 \text{ см/с} = 864 \text{ м/сут}. \quad (1.18)$$

В зависимости от значения коэффициента фильтрации породы подразделяются на водоупорные ( $k_{ф} < 0,1 \text{ м/сут}$ ), слабопроницаемые ( $0,1 \leq k_{ф} \leq 10$ ), среднепроницаемые ( $10 \leq k_{ф} \leq 500$ ) и легкопроницаемые ( $k_{ф} \geq 1000 \text{ м/сут}$ ).

Водопроницаемость в основном зависит от размеров пор, их общего объема в породах (рис. 1.6) и конфигурации; поры определяют объем фильтрующейся жидкости, траектории струй и силы трения, препятствующие движению. В общем случае проницаемость возрастает с увеличением пористости пород, особенно открытой, однако бывают и отклонения от этой зависимости. Существенное влияние на величину  $k_{пр}$  имеет средний диаметр

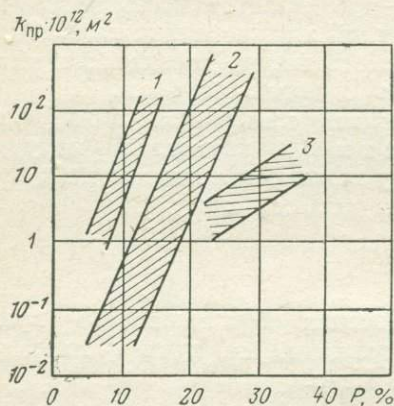


Рис. 1.6. Зависимость коэффициента проницаемости  $k_{пр}$  от пористости  $P$  пород:

1 — песчаники; 2 — карбонатные отложения; 3 — девонский меловидный известняк (заштрихованы области разброса точек)

пор  $d$ , как это видно из уравнения, выведенного на основании закона Пуазеля:

$$k_{пр} = \frac{d^2 P}{32 T_{н}^2}, \quad (1.19)$$

где  $P$  — пористость, доли единицы;  $T_{н} = \frac{l}{l_0}$  — извилистость поровых каналов;  $l$  и  $l_0$  — соответственно длина порового канала и длина образца.

Сверхкапиллярные поры (см. раздел 1.3) пропускают жидкости под действием силы тяжести или давления по обычным законам гидродинамики.

В капиллярных порах движение жидкости происходит вследствие сил капиллярного притяжения. Под действием давления жидкость в капиллярах будет двигаться лишь тогда, когда оно превысит молекулярные силы притяжения.

Субкапиллярные поры практически жидкости не пропускают. Именно поэтому глины относятся к водоупорным, несмотря на то, что их пористость достигает 50% и более. Почти вся вода в них находится в связанном состоянии и препятствует перемещению гравитационной воды. И наоборот, скальные породы могут иметь малую пористость, но обладать большой проницаемостью. У этих пород различают проницаемость межгранулярную и трещинную, из которых последняя значительно больше. Так, трещинная проницаемость сланцев, известняков, доломитов и т. д.

находится в пределах  $(1,5 \div 4,0) \cdot 10^{-14}$  м<sup>2</sup>, межгранулярная — до  $10^{-16}$  м<sup>2</sup>.

Коэффициент трещинной проницаемости  $k_{пр.т}$  может быть рассчитан по формуле

$$k_{пр.т} = 8,45 \cdot 10^{-4} b^2 P_t, \quad (1.20)$$

где  $b$  — величина раскрытия трещин, м;  $P_t$  — трещинная пористость. Так как раскрытие трещин обычно бывает порядка  $(14 \div 15) \cdot 10^{-6}$  м, то  $k_{пр.т} = 1,66 \cdot 10^{-13} P_t$ .

Слоистым породам присуща анизотропия водопроницаемости: проницаемость вдоль напластования больше, чем перпендикулярно к нему (см. приложение 15).

На водопроницаемость рыхлых пород влияет также их минеральный состав. Минералы с хорошо выраженной спайностью пропускают воду довольно слабо, так как в них при прочих равных условиях образуются поры меньших размеров, чем в минералах, не обладающих спайностью и хорошо окатанных. Вода лучше проходит через породы, сложенные минералами, обладающими хорошей смачиваемостью.

В случае циркуляции газов в породах пользуются понятием газопроницаемости пород; физическая сущность газопроницаемости подобна водопроницаемости.

Коэффициенты проницаемости и фильтрации определяют как в лабораторных условиях на образцах, так и в натуральных условиях. Как правило,  $k_f$ , определенный на образце в лабораторных условиях, может на несколько порядков отличаться от действительного коэффициента  $k_f$  массива, поэтому чаще всего для расчетов используют величину  $k_f$ , установленную в полевых условиях путем опытной откачки воды из какой-либо центральной скважины, около которой пробурены наблюдательные скважины.

При этом для безнапорных вод

$$k_f = \frac{2A}{2H - s_1 - s_2}, \quad (1.21)$$

для напорных вод

$$k_f = \frac{A}{h}, \quad (1.22)$$

где

$$A = \frac{0,365Q (\lg x_2 - \lg x_1)}{s_1 - s_2};$$

$H$  — высота столба воды от почвы водоносного пласта до уровня ее в скважине до откачивания;  $s_1$  и  $s_2$  — понижение уровня воды соответственно в первой и второй скважине;  $h$  — мощность водоносного пласта;  $Q$  — расход воды при откачивании из центральной скважины;  $x_1$  и  $x_2$  — расстояние соответственно от первой и второй наблюдательной скважины до оси центральной скважины.

## 1.7. Методы изучения состава и строения пород

При изучении горных пород в первую очередь устанавливаются их минеральный состав и строение. Наиболее просто качественно определить минералы можно по ряду характерных для них внешних признаков: форме кристаллов, цвету, блеску, спайности, твердости, магнитным свойствам, горючести, запаху, шероховатости и т. д.

Если внешних признаков для точной диагностики минерала недостаточно, используют характерные реакции минералов с кислотами и щелочами в условиях различных температур. Кроме того, используют микроскопический метод. Для этой цели из породы изготавливают шлиф (пластинку толщиной 0,02—0,03 мм), который изучают в проходящем свете под поляризационным микроскопом. При этом определяют минеральный состав шлифа, очертания отдельных минералов, трещины, спайности, включения стекла, жидкостей и газов и т. д. С этой же целью под микроскопом в отраженном свете изучают аншлифы — полированные поверхности пород.

Микроскопический метод позволяет не только определить наличие в породе тех или иных минералов, но и подробно описать ее строение. Подобные исследования с целью выявления характеристик микростроения пород проводят также на электронном микроскопе.

При решении задач физики горных пород нет необходимости учитывать все многообразие видов строения пород, поскольку значение имеют лишь те виды строения, которые в практически важных пределах способны изменить физические свойства пород.

В петрографии словесное описание структуры и текстуры пород служит для целей их более точной диагностики и вполне допустимо.

Физика же горных пород оперирует количественными характеристиками и зависимостями. В связи с этим параметры строения пород должны быть выражены строго количественно.

Исходя из такой постановки вопроса можно предположить, что порода в общем виде состоит из минерального и порового пространства. Строение минерального и порового пространства может оцениваться одними и теми же параметрами: а) размером и формой зерен и пор; б) неоднородностью зерен по размерам и форме; в) относительным содержанием составляющих зерен каждого размера и каждой формы; г) взаимной ориентацией зерен и пор; д) степенью связи между зернами породы и порами.

Перечисленные параметры строения могут быть описаны количественно (см. приложение 1).

Размер минеральных зерен и пор оценивается по среднему их диаметру  $d_{\text{ср}}$ . Форма минеральных зерен и пор оценивается коэффициентом  $k_{\text{фр}}$ , являющимся отношением их максимальных размеров  $l$  к минимальным  $d$ .

Неоднородность по размерам зерен и пор может быть определена на основании вариационных графиков, на которых по оси ординат откладывается относительное содержание частиц соответствующего диаметра [суммарные площади частиц, а по оси абсцисс — соответствующие значения их диаметров (рис. 1.7, а)].

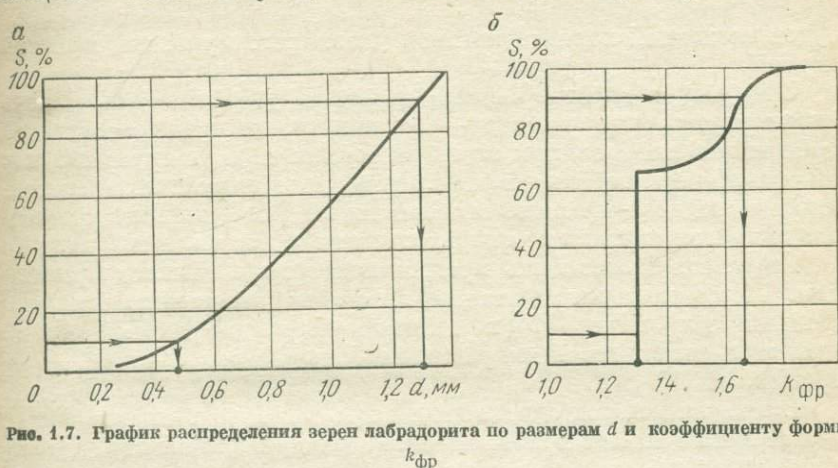


Рис. 1.7. График распределения зерен лабрадорита по размерам  $d$  и коэффициенту формы  $k_{фр}$

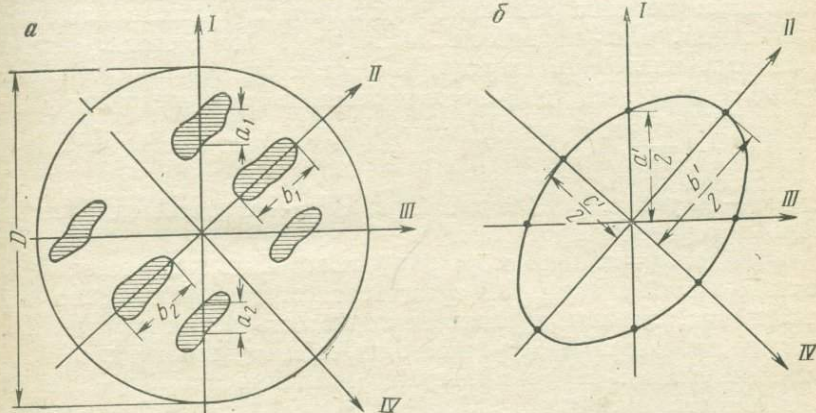


Рис. 1.8. Схемы к расчету коэффициента ориентации и эллипса анизотропии строения горной породы:

а — схема распределения зерен минерала на изучаемой поверхности шлифа; б — построение эллипса анизотропии;

$$a' = \sum a_i/D; \quad b' = \sum b_i/D$$

Отношение максимального диаметра зерен, занимающих 90% площади образца ( $d_{90}$ ), к максимальному диаметру зерен, занимающих 10% площади образца ( $d_{10}$ ), называется коэффициентом неоднородности породы по размерам зерен:

$$k_{н.р} = \frac{d_{90}}{d_{10}} \geq 1. \quad (1.23)$$

Аналогично можно получить вариационный график неоднородности формы зерен (рис. 1.7, б).

Отношение

$$\frac{k_{\text{фр } 90}}{k_{\text{фр } 10}} = k_{\text{н. ф}} \quad (1.24)$$

будет численной характеристикой указанного признака строения породы.

Следующая характеристика строения указывает на степень анизотропии горной породы — это показатель преимущественной ориентации минеральных зерен относительно друг друга или пор относительно минеральной фазы. Для определения этой характеристики находят суммарные относительные размеры всех кристаллов данного минерала в четырех главных направлениях (рис. 1.8).

Результат может быть представлен в виде эллипса ориентации. Коэффициент ориентации  $K_0$  равен отношению наиболее длинной оси эллипса  $b'$  к взаимно перпендикулярной оси  $c'$ . При этом указывается направление большой оси эллипса анизотропии.

В пределах пород одного вида связь между частицами породы может быть ослаблена из-за наличия между зернами пор, трещин или тонких прослоек выветрелых минералов. При этом значение имеет не сама величина пористости, а наличие плоскостей ослабления, т. е. пористость вытянутая, плоскостная. Поэтому в качестве численного параметра степени ослабления связи минеральных зерен  $K_{\text{св}}$  удобно использовать произведение

$$K_{\text{св}} = P \frac{l}{d_{\text{ср}}}, \quad (1.25)$$

где  $P$  — пористость, доли единицы;  $l/d_{\text{ср}}$  — средний коэффициент формы порового пространства.

Однако одного параметра  $K_{\text{св}}$  может быть недостаточно для оценки влияния закрытой трещиноватости на физические свойства пород, так как трещинная пористость таких пород близка к нулю, а, например, прочность их сильно ослаблена. Поэтому дополнительно к  $K_{\text{св}}$  используют различные коэффициенты трещиноватости (см. раздел 1.5), например  $k_{\text{тр}}$ , который равен отношению общего количества трещин к единице площади породы.

Слоистость горных пород также оценивают численно при помощи коэффициента относительной слоистости  $\Pi_{\text{с}}$ , равного количеству прослоек (или плоскостей ослабления), приходящихся на единицу объема породы.

Для определения относительного количества минералов, слагающих породу, пользуются разделением минералов (сепарацией) и методом химического анализа, заключающимся в количественном определении содержащихся в породе элементов. Зная химический состав породы, можно расчетным путем установить ее количественный минеральный состав.

Для полуколичественной диагностики минералов широко используют методы рентгеноструктурного (метод интерференции) и рентгеноспектраль-

ного анализа. Первый метод позволяет изучить кристаллическую структуру минералов, второй — установить наличие всех элементов, входящих в состав породы.

Для исследования химического и минерального составов пород применяют также запись оптического спектра сжигаемых минералов (эмиссионный метод), регистрацию температурных изменений при нагреве минералов (термографию) и другие методы.

### 1.8. Классификация физических свойств.

#### Базовые физико-технические параметры пород

Под физическим свойством породы понимают ее специфическое поведение (ответную реакцию) при воздействии на нее определенных физических полей или тел.

Численно каждое физическое свойство породы оценивается одним или несколькими параметрами (показателями, характеристиками), являющимися количественной мерой свойства.

Свойства пород, проявляющиеся при воздействии на них конкретных инструментов и механизмов, и соответствующие им характеристики называют горнотехнологическими.

Всю совокупность физических и технологических параметров пород, описывающих их поведение в процессах разработки, принято называть физико-техническими параметрами. Физико-технические свойства пород подразделяют по виду вызвавших их внешних полей.

В физике горных пород под понятием «внешнее поле» подразумевают тот вид энергии или вещества, под воздействием которого в данный момент находится порода. Исходя из этого выделяют механическое поле (давление) и соответствующие ему механические свойства пород, тепловое поле (температура) и тепловые свойства, электрическое, магнитное и радиационное поля и такие же свойства пород. Кроме того, существует еще вещественное поле (флюиды) и соответствующие ему гидравлические и гидродинамические свойства, уже рассмотренные ранее.

Электромагнитные и акустические свойства пород связаны с воздействием на них волновых процессов — в первом случае электромагнитного поля, во втором — упругих колебаний. Поэтому многие из параметров, описывающих эти свойства, близки друг другу по своей физической сущности.

Механические свойства горных пород широко разветвлены. Все эти свойства оценивают параметрами, связывающими механические напряжения и соответствующие им деформации в породах.

Радиационные (ядерные) свойства пород проявляются при воздействии на них потоков микрочастиц или электромагнитных волн значительной жесткости (рентгеновские, гамма-лучи), а также при наличии в породах радиоактивных элементов.

Классификация физико-технических свойств и параметров приведена в табл. 1.3.

## Классификация наиболее часто применяемых физико-технических параметров пород

Группа свойств	Подгруппа свойств	Физические параметры	Обозначение
Плотностные	—	Плотность, объемная масса Вес (удельный, объемный) Пористость (общая, эффективная) Коэффициент пористости	$\rho_0, \rho$ $\gamma_0, \gamma$ $P, P_{эф}$ $k_p$
Механические	Упругие	Модуль Юнга Коэффициент Пуассона Модуль сдвига Модуль всестороннего сжатия Модуль одностороннего сжатия Предел упругости	$E$ $\nu$ $G$ $K$ $M$ $\sigma_E$
	Пластические	Коэффициент пластичности Модуль деформации	$k_{пл}$ $E_{деф}$
	Прочностные	Предел прочности при сжатии Предел прочности при растяжении Предел прочности при сдвиге Сцепление Угол внутреннего трения	$\sigma_{сж}$ $\sigma_p$ $\tau_{сдв}$ $K_{сц}$ $\varphi$
	Реологические	Параметры ползучести Период релаксации Длительная прочность Предел длительной прочности	$\alpha_p, \delta$ $t_0$ $\sigma_{дл}$ $\sigma_{\infty}$
Тепловые	Проводимость	Коэффициент теплопроводности Температуропроводность	$\lambda$ $a$
	Поглощение	Удельная теплоемкость	$c$
	Воздействие	Теплота плавления Коэффициенты теплового расширения Температура фазовых превращений	$Q_{пл}$ $\alpha, \gamma_T$ $T_{ф}$

Группа свойств	Подгруппа свойств	Физические параметры	Обозначение
Электрические	Проводимость	Удельное электросопротивление	$\rho_{\Sigma}$
	Поглощение	Диэлектрическая проницаемость Тангенс угла диэлектрических потерь	$\epsilon$ $\operatorname{tg} \delta$
	Воздействие	Пробивная напряженность	$E_{\Sigma, \text{пр}}$
Магнитные	Поглощение	Остаточная намагниченность Магнитная проницаемость Магнитная восприимчивость	$J_{\text{ост}}$ $\mu$ $\chi$
	Воздействие	Температура Кюри Коэрцитивная сила	$T_c$ $H_c$
Волновые	Акустические	Скорости распространения волн Коэффициент поглощения Удельное волновое сопротивление Коэффициент отражения Коэффициент преломления Критический угол полного внутреннего отражения	$v_p, v_s, v_L$ $\Theta$ $z$ $K_{\text{отр}}$ $n$ $i$
	Электромагнитные	Скорости распространения волн Коэффициент поглощения Коэффициенты отражения Коэффициенты преломления Волновое сопротивление	$v, c$ $\Theta$ $K_n, K_n$ $n_r, n_n$ $z_{\text{эм}}$
Радиационные	Естественные	Естественная радиоактивность	$\Gamma_{\text{акт}}$
	Поглощение	Коэффициенты поглощения Эффективные сечения рассеяния и поглощения	$\Theta_p, \Theta_r$ $S_p, S_{\Sigma}$
	Проводимость	Длина замедления нейтронов Время замедления нейтронов	$L_{\Sigma}$ $t_{\Sigma}$

Группа свойств	Подгруппа свойств	Физические параметры	Обозначение
Гидрогазодинамические	Поглощение	Влагоемкости Коэффициент водонасыщения Коэффициент водостдачи	$w_p, w_e, w_n, w_k$ $k_{гн}$ $\xi$
	Проводимость	Коэффициент проницаемости Коэффициент фильтрации	$k_{пр}$ $k_f$
	Воздействие	Растворимость Коэффициент набухания Коэффициент размокания	$k_{раст}$ $k_n$ $\eta_p$
Горнотехнологические	Общие	Показатель трудности разрушения Коэффициент крепости Твердость Коэффициент абразивности Дробимость Коэффициент трения	$P_{тр}$ $f$ $H$ $k_{аб}$ $D$ $f_{тр}$
	Частные	Взрываемость Удельное усилие резания Показатель трудности бурения Экスカвируемость	$q, q_э$ $K_f$ $P_б$ $P_э$

Кроме того, все физические параметры пород подразделяют по своей физической сущности на три группы.

В первую группу входят параметры, характеризующие обратимые изменения количества энергии или вещества внутри породы (повышение или понижение их под воздействием внешних полей). К ним относятся, например, модуль объемного сжатия  $K$ , характеризующий накопление потенциальной механической энергии в породе при всестороннем ее сжатии; диэлектрическая проницаемость  $\epsilon$  — параметр, определяющий электроемкость пород; удельная теплоемкость  $c$  — параметр, оценивающий способность породы накапливать тепло; влагоемкость  $w$  — параметр, характеризующий способность породы накапливать воду, и т. д.

Большинство этих параметров имеют статический, накопительный характер и поэтому являются скалярными.

Во вторую группу входят параметры, оценивающие, как правило, необратимые превращения данного вида энергии в породах в другой вид энергии, приводящие к суще-

## Базовые физико-технические свойства и параметры горных пород

Свойства	Основные параметры	Обозначение	Единицы измерения	Определение
Плотностные	Объемная масса	$\rho$	кг/м <sup>3</sup>	Масса единицы объема горной породы в ее естественном состоянии (с порами, трещинами и т. д.)
	Пористость	$P$	—	Относительный объем всех пор, заключенных в единице объема породы
Механические	Предел прочности при сжатии	$\sigma_{сж}$	Па (кгс/см <sup>2</sup> )	Критическое значение одноосного сжимающего напряжения, при котором происходит разрушение породы
	Предел прочности при растяжении	$\sigma_p$	Па (кгс/см <sup>2</sup> )	Критическое значение одноосного растягивающего напряжения, при котором происходит разрушение породы
	Модуль продольной упругости (модуль Юнга)	$E$	Па (кгс/см <sup>2</sup> )	Коэффициент пропорциональности между действующим нормальным напряжением и соответствующей ему продольной упругой деформацией
	Коэффициент относительных поперечных деформаций (коэффициент Пуассона)	$\nu$	—	Коэффициент пропорциональности между упругими предельными и поперечными деформациями при одноосном нормальном напряжении (отношение относительных поперечных деформаций к продольным)
Тепловые	Коэффициент теплопроводности	$\lambda$	Вт/(м·К) [ккал/(ч·м·К)]	Количество тепла, проходящего в единицу времени через единицу сечения в направлении, перпендикулярном к сечению при перепаде температур 1 К на единицу расстояния
	Удельная теплоемкость	$c$	Дж/(кг·К) [ккал/(кг·К)]	Количество тепла, необходимое для повышения температуры 1 кг вещества на 1 К

Свойства	Основные параметры	Обозначение	Единицы измерения	Определение
Электромагнитные	Коэффициент линейного теплового расширения	$\alpha$	1/К	Относительное удлинение тела при нагреве его на 1 К
	Удельное электрическое сопротивление	$\rho_{\text{э}}$	Ом·м	Величина, обратная силе тока, проходящего через 1 м <sup>2</sup> площади образца при напряженности электрического поля в образце, равной 1 В/м
	Относительная диэлектрическая проницаемость	$\epsilon_r$	—	Коэффициент, показывающий, во сколько раз уменьшается напряженность электрического поля при нахождении в нем породы
	Относительная магнитная проницаемость	$\mu$	—	Коэффициент, показывающий, во сколько раз магнитная индукция поля в данном магнетике изменяется при помещении образца в поле в вакууме

Примечание. В скобках даны единицы измерения, временно допускаемые к применению.

ственному изменению состояния породы. К ним относят, например, коэффициент пластичности  $k_{\text{пл}}$ , тангенс угла диэлектрических потерь  $\text{tg } \delta$ , удельную теплоту плавления  $q$ , коэффициенты поглощения упругих и электромагнитных волн  $\theta$ , пределы прочности  $\sigma_{\text{сж}}$ ,  $\sigma_r$ , коэффициенты теплового расширения  $\alpha$ ,  $\gamma_t$  и т. д.

В третью группу входят параметры, описывающие процессы передачи энергии, а также перемещения жидкостей и газов в породах. К ним относятся: коэффициент теплопроводности  $\lambda$ , удельная электропроводность  $\sigma_{\text{э}}$ , коэффициенты преломления  $n$  и отражения  $K_{\text{отр}}$  волн, коэффициенты проницаемости  $k_{\text{пр}}$  и фильтрации  $k_{\text{ф}}$  и т. д. Все эти параметры являются четко выраженными тензорными величинами и поэтому зависят от направления измерения.

Известно более ста физико-технических параметров пород. Измерение такого количества параметров по всем породам — задача практически не осуществимая.

Прежде изучались только такие свойства пород, которые использовались для решения конкретной задачи горного про-

изводства. В итоге создалось положение, при котором в одних группах пород были известны одни свойства, в других — другие. Сопоставление этих пород, совместное их рассмотрение и анализ в таких условиях оказывались невозможными. В связи с этим возникла необходимость выделить некоторую ограниченную группу физико-технических параметров пород, являющуюся минимальной и достаточной для характеристики породы как физического и геологического тела и объекта горной разработки одновременно. Такой комплекс параметров носит название базовых физико-технических характеристик пород (табл. 1.4).

К базовым отнесено 12 элементарных, исходных и независимых физических параметров, позволяющих вычислить максимальное число других параметров пород.

Базовые физические параметры служат общим для изучения всех пород фундаментом, они используются для систематизации, исследования, сопоставления и классификации пород, а также для выбора, оценки и расчета основных горнотехнологических процессов. Поэтому определение и изучение базовых параметров пород является обязательным. Базовые физические параметры основных минералов приведены в приложении 2.

Наряду с базовыми физика горных пород изучает другие различные характеристики пород, необходимые для решения определенных частных задач горного производства и горной науки.

### 1.9. Основные правила изучения физико-технических параметров пород

Проблема измерения физических параметров пород неразрывно связана с необходимостью получить данные, обладающие достаточной точностью, сопоставимостью и представительностью.

При измерении физических параметров чистых веществ точность получаемых результатов зависит в первую очередь от качества измерительной техники и методики проведения эксперимента. С высокой точностью измеренный параметр будет одновременно и сопоставим, и представителен для данного вещества.

Иная картина наблюдается в горных породах. Наличие в породе одного названия случайного распределения различных видов строения и различного минерального состава приводит к тому, что даже очень точно определенный на каком-то одном образце параметр не будет представителен для всей данной породы. Поэтому изучение свойств пород проводят на большом числе образцов, отобранных в разных местах таким образом, что они представляют все возможные в изучаемом массиве колебания минерального состава и строения породы.

В связи с этим для определения физических параметров породы проводят анализ ее распределения на данном месторождении

и отмечают места отбора проб по определенной сетке — как по площади, так и по глубине. Затем из этой так называемой генеральной совокупности производят случайную выборку определенного числа (например, 7—18) проб.

Результаты каждого исследования подвергают статистической обработке с целью выявления среднего значения параметра и его доверительного интервала.

Если проведено  $n$  определений параметров (для одного типа породы или минерала), то в случае нормального распределения измеряемой величины наиболее близкое к истинному будет среднее арифметическое  $\bar{X}$  всех данных  $X_i$ :

$$\bar{X} = \frac{\sum_{i=1}^n X_i}{n}. \quad (1.26)$$

По данным эксперимента можно вычислить среднее квадратичное отклонение (ошибку) единичного результата:

$$s_n = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\bar{X} - X_i)^2}{n-1}}, \quad (1.27)$$

коэффициент вариации  $K_{\text{вар}}$ , показывающий среднее отклонение полученных результатов измерений от среднеарифметического,

$$K_{\text{вар}} = \frac{s_n}{\bar{X}} 100, \% \quad (1.28)$$

и доверительный интервал

$$\Delta X = \frac{t_{n\alpha} s_n}{\sqrt{n}}. \quad (1.29)$$

Коэффициент  $t_{n\alpha}$  учитывает отличие случайной выборки от генеральной совокупности и зависит от числа образцов  $n$  и требуемой доверительной вероятности  $\alpha$  (чаще всего  $\alpha = 0,95$ ).

Окончательный результат записывается следующим образом:  $\bar{X} \pm \Delta X$  при  $\alpha = 0,95$ , например,  $\lambda = 3,2 \pm 0,2$ . Запись показывает, что среднее значение параметра равно  $\bar{X}$ , а отклонение его от среднего в 95% случаев не превышает  $\Delta X$ . Из формулы (1.29) легко определить необходимое число испытаний для достижения требуемой точности  $\varepsilon = \frac{\Delta X}{X}$  при известном  $K_{\text{вар}}$  изучаемого параметра:

$$n = \left( t_{n\alpha} \frac{K_{\text{вар}}}{\varepsilon} \right)^2. \quad (1.30)$$

Для более полной характеристики изменчивости параметров пород пользуются вариационными кривыми; их строят на основе большого числа измерений. По оси абсцисс откладывают численные значения изучаемого параметра, а по оси ординат — число образцов (в % от всего их числа или абсолютное), имеющих физический параметр, меньший или равный данному (рис. 1.9).

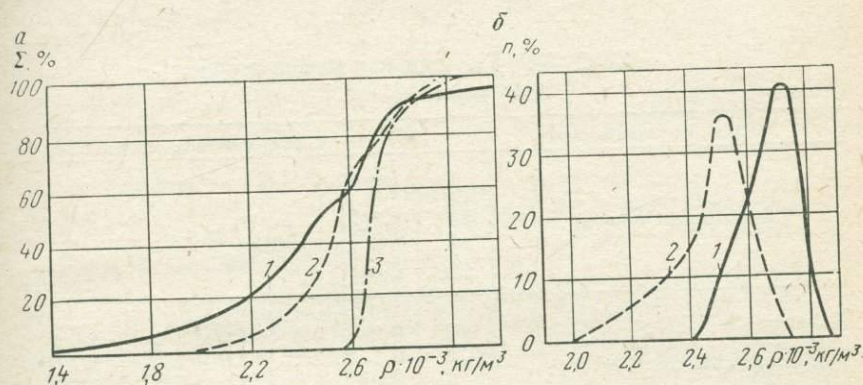


Рис. 1.9. Вариационные графики распределения объемной массы горных пород:  
 а — интегральный; 1 — известняк; 2 — доломит; 3 — гранит; б — дифференциальный:  
 1 — базальт массивной текстуры; 2 — то же, пузырчатой

Таким образом обеспечивается представительность изучаемых параметров по типам пород.

Однако важно определить степень представительности полученного параметра по величине образцов. Если размеры образцов невелики, то последние, во-первых, далеко не всегда отражают реальную для данной породы картину строения и состава и, во-вторых, могут не представлять особенностей массива, сложенного из этой породы.

Для того чтобы повысить представительность данных в этом плане, необходимо использовать образцы максимально допустимых по данной методике размеров.

Кроме того, в настоящее время широкое развитие получают методы измерений параметров пород непосредственно в массиве. Наряду с этим применяются и методы пересчета физических характеристик пород, определенных в образце, на условия массива.

Ввиду того, что породы часто анизотропны, определение тензорных параметров производят на образцах в двух или трех взаимно перпендикулярных направлениях и вычисляют коэффициент анизотропии:

$$k_{ан} = \frac{X_{\parallel}}{X_{\perp}}, \quad (1.31)$$

где  $X_{\parallel}$  и  $X_{\perp}$  — значения параметров соответственно вдоль и перпендикулярно напластованию, слоистости или преимущественной ориентации минералов, пор и трещин.

Как известно, ни одну физическую характеристику нельзя определить, не подвергнув породу внешнему воздействию. Можно выделить два типа внешних полей: измерительное и воздействующее.

Таблица 1.5

Минеральный состав и строение породы  
(известково-серная руда)

Минеральный состав		Характеристики строения				
Компоненты породы	Объемное содержание, %	Размер зерен и пор $d_{ср}$ , мм	$k_{н.р}$	$k_{фр}$	$k_{н.ф}$	К
Сера	26	0,1	2,1	2,0	1,8	1,2 (II)
Глинистые минералы	4	0,01	1,6	2,0	1,6	1,8 (I)
Поры, трещины	8	0,02	3,8	6,0	4,2	1,0 (II)
Среднее значение	—	0,15	2,89	2,07	2,21	—

Измерительным называется внешнее поле, предельно ограниченное по величине и по времени воздействия на породу и практически не вызывающее каких-либо дополнительных изменений в ней. Воздействующим называется внешнее поле, параметры которого изменяют в значительных пределах с целью установления зависимости свойств породы от них. В результате приложения только измерительного поля получают одно какое-либо значение физического параметра.

Если параметры получены при испытании пород в стандартных условиях по стандартной методике на образце с учетом всех вышеизложенных требований, то они наиболее стабильны и считаются стандартными справочными данными породы (ССД).

Стандартные справочные данные горных пород можно сформулировать как параметры, количественно характеризующие физические свойства породы, определенные в статических стандартных условиях по стандартной методике с указанием состава и строения породы и оценкой их точности и представительности.

Если использовать методику количественной оценки состава и строения пород, ССД можно представить в виде таблиц. Как видно из данных табл. 1.5 и 1.6, ССД обладают большой точностью, строго связаны с составом и строением породы и пол-

ностью характеризуют ее как физическое тело. ССД позволяют прогнозировать свойства пород в самых различных условиях.

Однако изучение свойств горных пород должно производиться исходя из потребностей всех областей горной отрасли — научных исследований, проектно-конструкторских разработок и производственных операций. Каждая область предъявляет при этом свои специфические требования к результатам изучения свойств пород.

Таблица 1.6

Физические свойства породы

Обозначение	Размерность	Численные значения (среднеарифметическое)	Коэффициент вариации, %	Доверительный интервал	Метод определения
$\rho$	кг/м <sup>3</sup>	2200	5,4	$\pm 120$	Пикнометрический
$E$	Па	$2,0 \cdot 10^{10}$	25	$\pm 0,5 \cdot 10^{10}$	Ультразвуковой
$\nu$	—	0,28	10	$\pm 0,03$	То же
$\sigma_{сж}$	Па	$420 \cdot 10^5$	26	$\pm 120 \cdot 10^5$	ГОСТ 21153—0—2—75
$\sigma_p$	Па	$30 \cdot 10^5$	42	$\pm 14 \cdot 10^5$	То же
$\lambda$	Вт/(м·К)	1,6	12,5	$\pm 0,23$	Метод мгновенного источника тепла
$c$	кДж/(кг·К)	1,5	4	$\pm 0,17$	То же
$\alpha$	1/К	$1,3 \cdot 10^{-5}$	43	$\pm 0,6 \cdot 10^{-5}$	Метод дилатометра
$\varepsilon_r$	—	7,2	15	$\pm 1,2$	Метод куметра
$\operatorname{tg} \delta$	—	0,16	30	$\pm 0,05$	То же
$\rho_s$	Ом·м	$4 \cdot 10^7$	10	—	На приборе Е6-3
$\mu$	—	1	раз	—	На приборе Е12-1

Для практических расчетов, например, первоочередное значение имеют возможные границы изменения как отдельных параметров породы, так и сочетания нескольких параметров, входящих в расчетную формулу, а также чувствительность применяемого исполнительного органа машины к изменению свойств. Весьма важно соответствие объема породы, на котором произведены определения, тому объему, который подвергается воздействию при технологическом процессе. В связи с этим разрабатываются различные специальные методы изучения свойств. Общая классификация методов определения физических параметров пород приведена в табл. 1.7.

Большой раздел физики горных пород связан с установлением количественных соотношений между различными физическими параметрами пород (взаимосвязей свойств, например между

модулем Юнга и прочностью пород), а также зависимостей свойств от различных внешних и внутренних факторов (например, теплопроводности от пористости пород). С целью установления этих количественных соотношений проводят серию опытов. На основе полученных данных строят в соответствующих координатах точечный график зависимости между исследуемыми параметрами.

### Классификация методов определения фи

Характер определения		Исследуемый объем		
Признак клас				
Л а б о р а т о р				
Прямые	Косвенные	Малый (до 1 см <sup>3</sup> )	Средний (до 200 см <sup>3</sup> )	Большой (ба- льшее 200 см <sup>3</sup> )
Н а т у р н ы е				
Прямые	Косвенные	Горные породы в массивах		Массивы горных пород

Поскольку при изучении свойств пород практически невозможно учесть все многообразие факторов, которые оказывают влияние на свойства, на графике можно проследить только некоторую общую закономерность изменения одного параметра

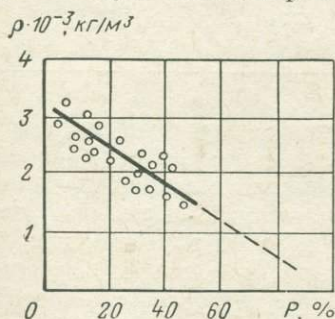


Рис. 1.10. Корреляционная зависимость объемной массы осадочных пород от их пористости

с изменением другого. Такой график можно обработать методами математической статистики. Для этой цели используется принцип Лежандра, согласно которому наилучшее приближение к искомой зависимости дает форма зависимости, при которой сумма квадратов отклонений отдельных измерений от кривой графика является минимальной. В результате может быть уста-

новлена корреляционная зависимость, т. е. такая зависимость, в которой одному значению аргумента соответствует несколько значений функции (рис. 1.10).

Корреляционные зависимости не отличаются большой точностью, но позволяют с достаточной для нужд горного дела вероятностью определять по одному показателю другой и поэтому широко применяются на практике.

Таблица 1.7

Зических параметров горных пород

сификации					
Форма образца			Внешние поля		
ные методы					
Правильная	Полуправильная	Неправильная	Стандартные и постоянные	Переменное только одно поле	Переменные несколько полей
методы					
Неправильной формы	Непосредственно в массиве	Непосредственно массива	Естественные и постоянные	Естественные и переменные	Переменные, вызванные ведением горных работ

### 1.10. Общие принципы влияния минерального состава и строения на свойства пород

Можно предположить, что содержание в породе какого-либо минерала, обладающего, например, повышенными значениями изучаемой характеристики, в общем случае будет предопределять величину этой характеристики для горной породы в целом.

В действительности такая простая закономерность имеет место только для структурно-нечувствительных скалярных параметров, в плотных малопористых и равнотермических породах, где физический параметр породы  $X_0$  может быть представлен как арифметическое средневзвешенное показателей  $X_i$  минералов, ее слагающих:

$$X_0 = \sum_{i=1}^n X_i V_i, \quad (1.32)$$

где  $V_i$  — относительное объемное содержание минералов, слагающих породу.

По формуле (1.32) с достаточной достоверностью можно рассчитать, например, плотность и удельную теплоемкость пород.

Для расчета физических параметров двухкомпонентных горных пород может быть использована соответствующая номограмма (рис. 1.11).

Если порода сложена из минералов, параметры которых мало различаются, то разное их содержание практически не влияет на изменение ее свойств. Наоборот, если параметры одного из минералов существенно отличаются от параметров прочих минералов, то его содержание в породе будет заметно влиять на

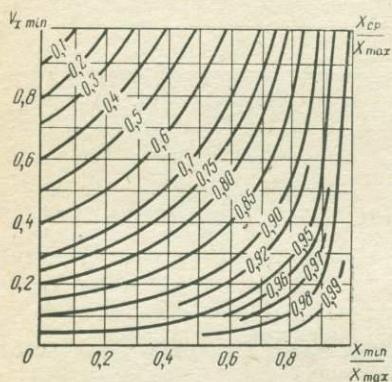


Рис. 1.11. Номограмма расчета скалярных физических параметров двухкомпонентных горных пород по их минеральному составу:

$X_{\min}$ ,  $X_{\max}$  и  $X_{\text{ср}}$  — соответственно минимальное, максимальное значения параметров минералов, слагающих породу и искомое среднее значение параметра породы;  $V_x \min$  — относительное объемное содержание в породе минерала с минимальным значением физического параметра

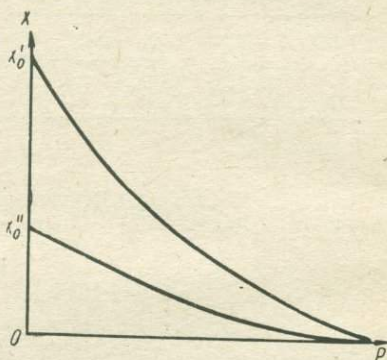


Рис. 1.12. Примерный график зависимости физического параметра  $X$  от пористости  $P$  пород

свойства породы в целом. Это позволяет сгруппировать минералы по близким параметрам и рассматривать зависимость свойств не от каждого из этих минералов, а от совокупности близких по свойствам минералов.

В конечном счете можно привести минеральный состав полиминеральной породы к некоему условному минеральному составу, например представить породу как двухкомпонентную.

Одни и те же минералы могут иметь примерно одинаковые механические свойства, но могут резко отличаться по электрическим или тепловым свойствам. Поэтому минерал, оказывающий влияние, например на электропроводность, не всегда определяет прочность породы.

Минеральный состав пород сам по себе не определяет величину тензорного параметра, поэтому его необходимо рассматривать совместно с показателями строения пород: размерами и формой минеральных зерен, слоистостью и пористостью.

Зависимость свойств пород от размеров зерен обусловлена тем, что с изменением размеров меняется площадь контактов между зёрнами на единицу объема породы. При этом контакты

практически всегда имеют свойства, отличные от свойств внутризеренного вещества.

Как уже указывалось, слоистость пород приводит к анизотропии тензорных физических характеристик.

Сухая пористая порода состоит из минерального скелета и газов, заполняющих поры. Газы очень плохо передают механические напряжения, тепло и электричество. Поэтому в породах

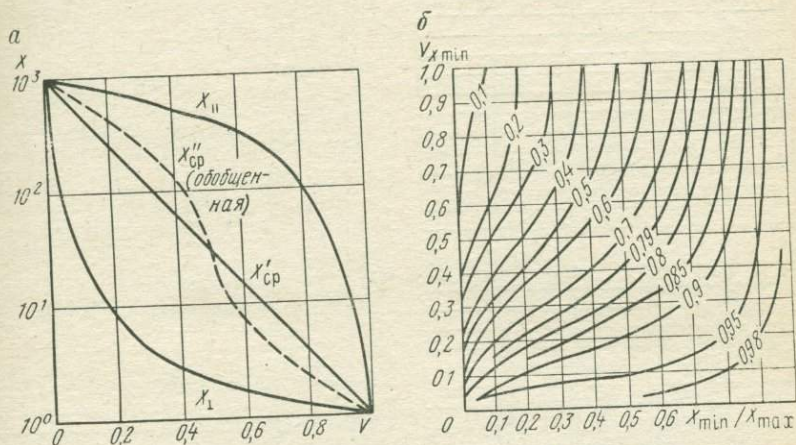


Рис. 1.13. Зависимости тензорного физического параметра двухкомпонентной породы  $X$  от минерального состава:

а — параллельно ( $X_{||}$ ), перпендикулярно ( $X_{\perp}$ ) к слоистости и для статистической смеси минералов (по логарифмической формуле  $X'_{sr}$  и обобщенная  $X''_{sr}$ ); б — номограмма расчета относительного физического параметра породы  $X_{sr}/X_{max}$  по известному соотношению параметров  $X_{min}/X_{max}$  и относительному содержанию минерала  $V_{x \min}$  (по логарифмической средневзвешенной)

энергия передается лишь через минеральный скелет. В то же время с увеличением пористости, особенно крупной и открытой, увеличивается число каналов, по которым может передаваться вещество, например жидкости и газы. В этом случае пористость является показателем строения породы. Если свойства связаны с накоплением энергии (например, теплоемкость), то поры, заполненные газами или жидкостями, становятся показателем состава породы.

Простейшая связь между каким-либо физическим параметром  $X$  и пористостью  $P$  может быть выражена формулой (рис. 1.12).

$$X = X_0(1 - P)^2, \quad (1.33)$$

где  $X_0$  — параметр породы при  $P = 0$ .

Поскольку параметры пород зависят не только от относительного объема пор, но и от формы и характера их распределения, функциональная зависимость свойств пород только от их пористости не может быть установлена.

Применительно к тензорным параметрам выделение основных, определяющих свойства пород минералов затрудняется из-за одновременного влияния на свойства не только объемного содержания минерала, но и его расположения в породе.

Ввиду этого на свойства пород наиболее существенное влияние оказывает один основной минерал (преобладающий количественно либо слагающий основной каркас породы) и минерал,

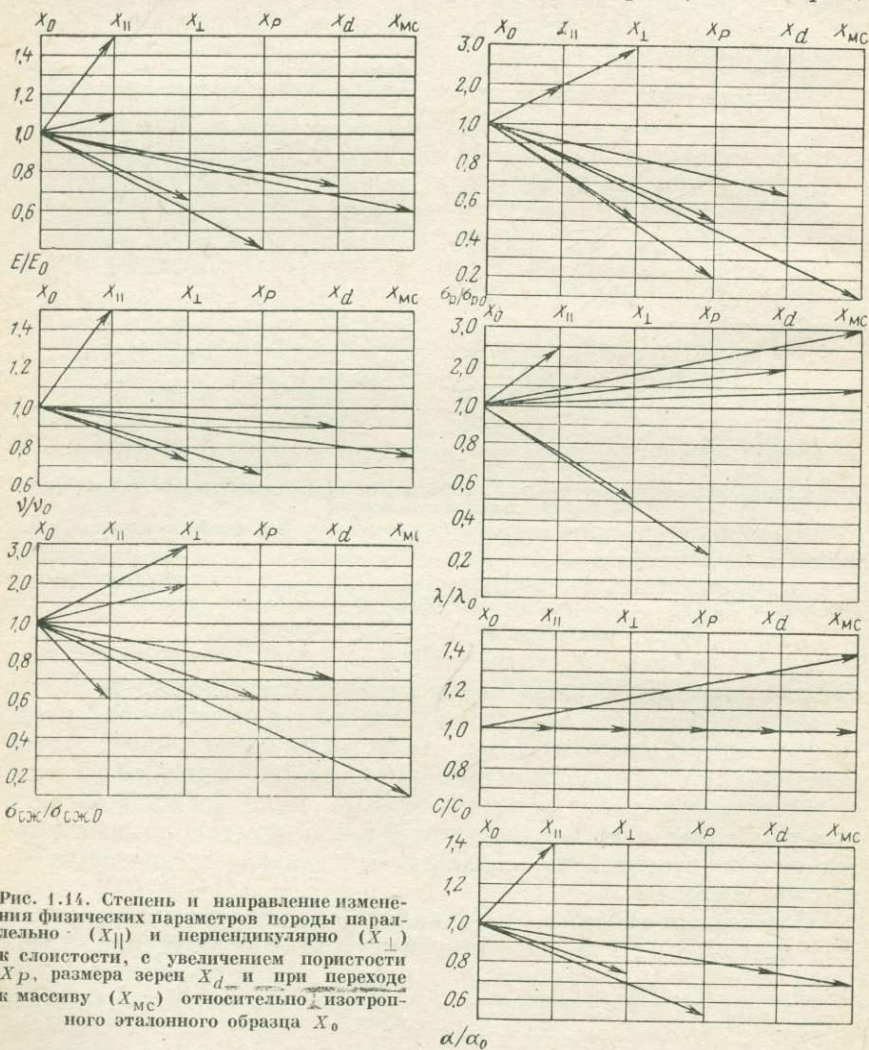
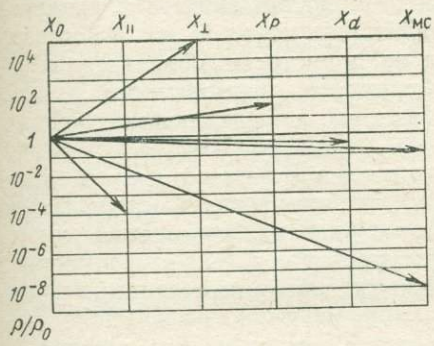


Рис. 1.14. Степень и направление изменения физических параметров породы параллельно ( $X_{||}$ ) и перпендикулярно ( $X_{\perp}$ ) к слоистости, с увеличением пористости  $X_p$ , размера зерен  $X_d$  и при переходе к массиву ( $X_{MC}$ ) относительно изотропного эталонного образца  $X_0$ .

имеющий свойства, резко отличающиеся от первого. Как и в случае скалярных параметров, в качестве этих минералов могут выступать группы однотипных минералов.

Теоретически рассчитаны простейшие зависимости тензорных параметров от минерального состава пород. Так, в случае горных пород, сложенных из слоев с различными физическими характеристиками  $X_i$ , относительное объемное содержание которых  $V_i$ , вдоль слоистости параметр пород  $X_{||}$  рассчитывают по той же формуле арифметического средневзвешенного, как и для случая скалярных параметров (рис. 1.13, а)



$$X_{||} = \sum_{i=1}^n X_i V_i. \quad (1.34)$$

Физическую характеристику породы перпендикулярно к слоистости вычисляют по уравнению гармонического средневзвешенного (рис. 1.13, а)

$$\frac{1}{X_{\perp}} = \sum_{i=1}^n \frac{V_i}{X_i}. \quad (1.35)$$

Для статистической смеси минералов наибольшее приближение к эксперименту дает формула логарифмического средневзвешенного (рис. 1.13, б)

$$\lg X = \sum_{i=1}^n V_i \lg X_i. \quad (1.36)$$

По формулам (1.34)–(1.36) с большой достоверностью могут быть рассчитаны параметры упругости, характеристики теплопроводности, электропроводности и др.

Представление о том, насколько существенно меняются физические параметры пород в зависимости от различных внутренних факторов (состава и строения пород), дает приведенная на рис. 1.14. номограмма. На этой номограмме физическая характеристика породы  $X_0$ , определенная для эталонного строения (равномерная статистическая смесь минералов), принята за единицу. Характеристики в зависимости от строения и состава по сравнению с эталонной либо уменьшаются (стрелки направлены вниз), либо возрастают (стрелки направлены вверх).

Изучение и аналитическое представление закономерностей изменения физических параметров пород от их состава и строения дают возможность избавиться в дальнейшем от необходимости определять параметры всех разновидностей пород.

### 1.11. Классификация пород по физическим свойствам

Известны различные классификации пород по одному или двум физическим или горнотехнологическим параметрам. Горные породы в них разделяются на группы по значению параметров. Это так называемые частные классификации, пригодные только при рассмотрении конкретных свойств и конкретных, заранее внесенных в классификацию пород. К ним относятся, например, классификации пород по пористости, объемному весу, модулю упругости, крепости, буримости, взрываемости и т. д. В них не выделены исходные факторы, определяющие свойства пород.

Существуют общие петрографические и генетические классификации магматических, осадочных и метаморфических пород. Они основаны на разделении пород по минеральному составу и структурно-текстурным особенностям. Предназначены такие классификации для диагностики горных пород, выявления и систематизации их петрографических особенностей. Они позволяют установить по известным признакам (строению и составу) неизвестное — название породы. Хотя по названию породы и можно в какой-то мере судить о ее физических свойствах, однако для систематизации горных пород по физическим свойствам петрографические классификации непригодны из-за неоднозначности оценки свойств по ним.

Поэтому в классификации пород по физическим свойствам должны быть в качестве классификационных признаков приняты такие параметры, которые оказывают определяющее влияние на свойства пород.

В настоящее время наметились два направления создания такой классификации. Первое — это конкретизация типа горных пород, т. е. выделение внутри каждого типа горных пород дополнительных групп, позволяющих в их пределах соответственно сузить имеющийся разброс данных по всей породе в целом. Такие классификации разрабатываются в инженерной геологии и петрофизике.

Второе направление — это выделение основных признаков, в общем случае не связанных с названием породы, но определяющих ее свойства.

Как известно, свойства пород зависят от их минерального состава, степени нарушенности (связи между частицами), характера распределения минералов в породе, размеров, формы и неоднородности частиц. Исходя из этого можно выделить некоторую ограниченную группу минералов (в пределах 20), в практически достаточных по точности пределах характеризующих влияние состава на свойства пород (табл. 1.8).

По степени связи минеральных зерен и частиц все породы можно подразделить в первую очередь на скальные, связ-

ные и рыхлые (раздельнозернистые) (табл. 1.9). Далее скальные породы делятся на плотные (непористые) и пористые. По характеру распределения минералов выделяют породы статистического (однородное распределение минералов) и матричного (в основной каркас породы вкраплены минеральные включения) типов строения. Включениями можно считать как минералы, так и пустоты и поры — в общем, различные элементы структурной неоднородности.

Таблица 1.8

Основные минералы, обуславливающие физические свойства горных пород

Минералы	Код	Минералы	Код
Кварц	01	Гипс	11
Полевые шпаты	02	Галлоиды	12
Оливин	03	Глинистые	13
Пироксены	04	Слюда	14
Доломит	05	Сера	15
Роговая обманка	06	Хлорит, тальк	16
Апатит	07	Углеродистые	17
Серпентин	08	Магнетит	18
Кальцит	09	Другие железорудные	19
Нефелин	10	Другие рудные	20

Таблица 1.9

Группирование пород по признакам строения

Тип связей между частицами	Степень пористости	Степень изотропности	Взаимное расположение частиц (тип строения)	Номер подгруппы строения	Номер группы строения
Скальные	Непористые	Изотропные	Статистические	1.1	1
			Матричные	1.2	
		Анизотропные	Типа слоистости	1.3	
			Типа прожилковатости	1.4	
Пористые	Пористые	Изотропные	Статистические	2.1	2
			Матричные	2.2	
		Анизотропные	Типа слоистости	2.3	
			Типа прожилковатости	2.4	
Связные и рыхлые	Пористые	Изотропные	Статистические	3.1	3
			Матричные	3.2	
		Анизотропные	Типа слоистости	3.3	
			Типа прожилковатости	3.4	

Статистический тип строения оценивают по размерам неоднородности в размерах зерен и пор. Они изотропны.

Породы матричного строения, у которых включения или пустоты имеют форму, близкую к шару, так же как и статистические, практически изотропны. Матричный тип строения оценивается по размерам зерен, пор и неоднородностей.

Породы матричного строения, у которых включения, пустоты или зоны ослабления имеют вытянутую (линейную или плоско-

Таблица 4.10

Фрагмент классификации пород по определяющим их свойства группам строения и состава

Группа состава		Группа строения					
		1.1	1.3	2.1	2.3	3.1	3.2
01	18		Железистый кварцит				
02	01	Гранит	Гнейс			Аркозый песок	
	04	Габбро					
	14			Монцопит			
04	03	Пироксенит					
13	01						Алевролит
	02					Аргиллит	
	15						Слюдистый, глинистый сланец
	17				Углистый сланец		
17	13				Каменный уголь		

стную) форму, анизотропны. Строение их оценивается по размерам зерен и неоднородностей в их размерах, а также по размерам прожилков, каналов, слоев и по числу их, приходящемуся на единицу объема породы.

Если построить классификационное поле, на котором по горизонтали проставить перечисленные типы строения, а по вертикали возможные сочетания двух основных минералов, то любой участок этого поля станет вполне конкретизированным по минералам и типу строения, и следовательно, по физическим свойствам (табл. 1.10).

При переходе от одной группы пород по признакам строения к другой происходит резкое изменение их состояния. Так, если непористые скальные породы — однофазные, то пористые — по крайней мере двухфазные, пористые связные и рыхлые — двухфазные с сильно ослабленными связями между частицами.

Каждая группа пород в данной классификации имеет свои формулы расчета физических параметров, позволяющие прогнозировать свойства пород.

К тому же каждый участок классификационного поля может быть записан в виде соответствующего набора цифр (кода), если каждому минералу и каждому типу строения присвоить свой номер.

Приняв определенный порядок записи — в начале код основного минерала, далее код дополнительного минерала и код строения породы, получают численную характеристику породы, определяющую ее свойства. Так, например, участок, занимаемый в классификации гранитом, записывают следующим образом: 02—01—1.1, аркозовым песком, имеющим тот же состав, 02—01—3.1. В результате такой записи наглядно выявляются общие и отличительные признаки. Приведенные породы, например, отличаются только степенью связи частиц. Наоборот, запись каменного угля (17—13—2.3) и углистого сланца (13—17—2.3) показывает, что они отличаются в первую очередь по преобладающему минералу.

## 2. Механические свойства горных пород

### 2.1. Напряжения и деформации в породах

Как известно из физики твердого тела, между ионами в кристаллической решетке любого вещества существуют силы взаимного притяжения и силы взаимного отталкивания. Именно благодаря этому при воздействии на породу внешних сил, стремящихся сдвинуть с нейтрального положения ионы в решетке вещества в одну или другую сторону, в породе возникают внутренние силы, противодействующие внешним.

Поверхностная плотность внутренних сил называется напряжением  $\sigma$ ; оно является векторной величиной:

$$\sigma = \frac{dF}{dS}, \quad (2.1)$$

где  $dF$  — сила, действующая на элемент площадки  $dS$ .

В практических расчетах

$$\sigma = \frac{F}{S}. \quad (2.2)$$

Если внешние силы действуют на породу только в направлении одной оси, то они вызывают в ней одноосное напряженное состояние, а действующие в направлении двух осей — плоское напряженное состояние. Действие сил по трем осям приводит к объемному напряженному состоянию породы.

Напряжения, направленные перпендикулярно к рассматриваемой площадке  $S$ , — нормальные ( $\sigma$ ); напряжения, действующие касательно к площадке  $S$ , — касательные ( $\tau$ ).

При любом случайном нагружении тела в нем может быть множество плоскостей, в которых возникают совместно действующие касательные и нормальные напряжения. Если из тела, находящегося в напряженном состоянии, выделить элементарный кубик, то в общем случае на каждой плоскости его будут действовать по три компоненты напряжений — две взаимно перпендикулярные касательные и одна нормальная (рис. 2.1).

В итоге внутреннее напряженное состояние рассматриваемого объема породы будет описываться девятью компонентами напряжений. Все вместе они представляют собой симметричный тензор напряжений  $s_{ij}$  второго ранга:

$$s_{ij} = \begin{vmatrix} \sigma_x & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \tau_{yx} & \sigma_y & \tau_{yz} \\ \tau_{zx} & \tau_{zy} & \sigma_z \end{vmatrix} = P_{ik}n_i, \quad (2.3)$$

где  $P_{ik}$  — совокупность девяти ранее указанных напряжений, нормальных (при  $i = k$ ) и касательных (при  $i \neq k$ ) относительно

трех взаимно перпендикулярных площадок в одной точке;  $n_i$  — единичный вектор, нормальный к соответствующей рассматриваемой площадке.

В этом тензоре любые два касательных напряжения  $\tau$ , лежащие в одной плоскости и направленные противоположно, должны быть равны, поскольку тело находится в равновесии и, следо-

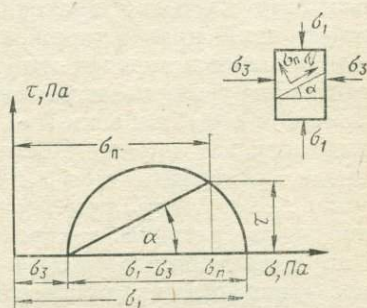
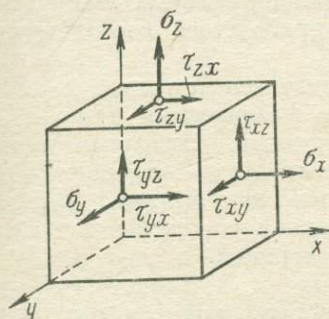


Рис. 2.1. Компоненты напряжений в элементарном кубике породы, находящемся в сложно-напряженном состоянии

Рис. 2.2. Построение диаграммы напряжений (кругов Мора)

вательно, полный момент сил относительно центра элементарного кубика должен быть равен нулю. Поэтому

$$\tau_{yx} = \tau_{xy}; \quad \tau_{xz} = \tau_{zx}; \quad \tau_{yz} = \tau_{zy}.$$

Таким образом, напряженное состояние твердого тела в любой плоскости можно охарактеризовать действующими в ней нормальными и касательными напряжениями. Они взаимосвязаны и могут быть рассчитаны методом сложения векторов. Так, если образец испытывает плоское напряженное состояние (большее  $\sigma_1$  и меньшее  $\sigma_3$  напряжения), то в плоскости под углом  $\alpha$  будут действовать:

нормальные напряжения

$$\sigma_n = \sigma_1 \cos^2 \alpha + \sigma_3 \sin^2 \alpha; \quad (2.4)$$

касательные напряжения

$$\tau = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \sin 2\alpha. \quad (2.5)$$

Связь между  $\sigma$  и  $\tau$  может быть также представлена графически с помощью так называемых кругов напряжений Мора, которые строятся следующим образом. По оси абсцисс (рис. 2.2) откладывают максимальное и минимальное значения нормальных напряжений, действующих на образец; на разности отрезков, как на диаметре, строят круг.

Значения касательного и нормального напряжений в любой точке образца могут быть найдены, если задан угол плоскости, в которой определяются напряжения. Под этим углом из точки пересечения окружности с абсциссой проводят прямую до ее пересечения с окружностью. Ордината точки пересечения окружности с прямой численно равна значению отыскиваемых касательных напряжений, абсцисса — значению нормальных напряжений.

Каждому частному значению напряженного состояния соответствует свой круг напряжений.

Напряжения в породах могут создаваться не только действием внешних нагрузок, но и различными физическими полями. Это, например, термические напряжения, вызванные неоднородным нагревом пород. После снятия воздействующего поля в породе могут быть остаточные напряжения. Последние возникают, например, при неравномерном распределении напряжений из-за местной текучести материала.

Напряжения бывают первичными, возникшими под действием геологических процессов в земной коре, и вторичными, созданными различным искусственным воздействием.

Если горная порода пористая, противодействие внешним силам возникает только в области контакта минеральных зерен. Поэтому истинные напряжения  $\sigma'$  в такой породе будут равны

$$\sigma' = \frac{F}{S_0}, \quad (2.6)$$

где  $S_0$  — площадь контактов минеральных зерен, причем  $S_0 < S$ . Следовательно, с увеличением пористости истинные напряжения в горной породе возрастают.

Истинные напряжения в пористой и особенно трещиноватой породе еще больше, чем вычисленные по формуле (2.6), из-за местной их концентрации на контактах с порами.

Под воздействием внешних сил горная порода испытывает деформации — изменения линейных размеров, объема или формы.

Деформации, соответствующие нормальным напряжениям, выражаются через относительное изменение  $\varepsilon$  линейных размеров образца и называются линейными:

$$\varepsilon = \frac{l' - l}{l} = \frac{\Delta l}{l}, \quad (2.7)$$

где  $l'$  — длина ребра  $l$  в деформированном состоянии.

Деформации, соответствующие касательным напряжениям, выражаются через угол сдвига  $\gamma$  граней образца. Величина деформации сдвига определяется по величине  $\tan \gamma$ . Вследствие малости углов  $\tan \gamma \approx \gamma$ .

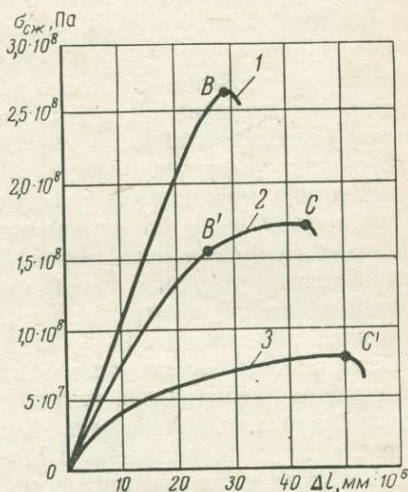
Линейные и сдвиговые деформации можно разложить на составляющие по осям координат и написать тензор деформа-

ц и й, определяющий характер деформации любой точки тела:

$$e_{ij} = \begin{vmatrix} \epsilon_x & \frac{1}{2} \gamma_{xy} & \frac{1}{2} \gamma_{xz} \\ \frac{1}{2} \gamma_{yx} & \epsilon_y & \frac{1}{2} \gamma_{yz} \\ \frac{1}{2} \gamma_{zx} & \frac{1}{2} \gamma_{zy} & \epsilon_z \end{vmatrix} = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u_j}{\partial x_i} + \frac{\partial u_i}{\partial x_j} \right), \quad (2.8)$$

Рис. 2.3. Типичные графики деформаций пород:

1 — упруго-хрупких (кварциты);  
2 — упруго-пластичных (роговики);  
3 — пластичных (мраморы); *OB* и *OB'* — зона упругих деформаций; *B'C* и *OC'* — зоны пластических деформаций; точки *B*, *C* и *C'* — разрушающие напряжения



где  $u$  — общее обозначение любой деформации;  $i$  и  $j$  — индексы, обозначающие соответствующие оси координат (они могут принимать значения осей  $x$ ,  $y$ ,  $z$ ).

Тензор деформаций симметричный, так как противоположные сдвиговые деформации (например,  $\gamma_{xy}$  и  $\gamma_{yx}$ ) равны между собой.

Характер и значение деформации зависят от приложенных напряжений и их типа. Увеличение нагрузок приводит к возрастанию деформаций и в пределе возникает разрушение — порода теряет свою сплошность, разделяется на части. Деформации, не приводящие к разрушению, бывают упругие и пластические. В первом случае часто наблюдается прямая пропорциональность между величинами напряжений и соответствующих деформаций. При этом в породе накапливается потенциальная энергия, которая после прекращения действия внешних сил возвращает деформированный объем в исходное состояние.

Пластические деформации находятся в значительно более сложной зависимости от напряжений. Характерной чертой пластических деформаций является их необратимость после снятия нагрузки — форма и размеры тела полностью не восстанавливаются.

При увеличении напряжений можно постепенно наблюдать все три области деформаций породы — упругую, пластическую и разрушающую.

В зависимости от этих деформаций горные породы могут быть подразделены на упруго-хрупкие (пластическая зона практически не наблюдается вплоть до разрушения), упруго-пластичные (разрушающей деформации предшествует зона пластической деформации) и пластичные (упругая деформация практически отсутствует) (рис. 2.3).

## 2.2. Упругие свойства пород

Упругие свойства проявляются в способности пород восстанавливать исходную форму и размеры после снятия нагрузки. Полное восстановление размеров и формы возможно только в пределах упругих деформаций. Минимальные напряжения, при которых начинаются пластические деформации, называются пределом упругости породы  $\sigma_E$ , являющимся одним из параметров упругости пород. Остальные параметры, численно оценивающие упругие свойства пород, — коэффициенты пропорциональности между напряжениями и соответствующими им упругими деформациями.

Если порода испытывает объемное напряженное состояние, то, очевидно, необходимо учитывать все действующие напряжения и возникающие деформации. Такое состояние пород наиболее полно может быть записано в виде тензора упругости. Так как каждая из девяти компонент деформаций связана с каждой из девяти компонент напряжений, то всего для описания упругих свойств материала требуется 81 коэффициент. Если материал однороден, то все эти коэффициенты будут постоянны.

Обозначив их  $C_{ijkl}$ , можно записать тензор упругости, который является тензором 4-го ранга:

$$s_{ij} = \sum_{k,l} C_{ijkl} e_{kl}. \quad (2.9)$$

Здесь каждый индекс  $i, j, k, l$  принимает значения осей  $x, y, z$ .

Поскольку  $s_{ij}$  и  $e_{ij}$  симметричные тензоры (см. раздел 2.1), то каждый из них включает в себя только шесть различных элементов и число коэффициентов снижается до 36. Из них независимы только 21. С повышением симметрии кристалла число независимых коэффициентов снижается. Так, кристаллы ромбической сингонии имеют только 9 коэффициентов, тетрагональной и тригональной — по 6, а кубической — только 3.

Для случая полностью изотропного тела связь между напряжениями и деформациями может быть выражена системой шести уравнений (обобщенный закон Гука), куда входят три пара-

метра упругости  $E$ ,  $G$  и  $\nu$ , из которых независимы только два:

$$\left. \begin{aligned} \varepsilon_x &= \frac{1}{E} [\sigma_x - \nu(\sigma_y + \sigma_z)]; \\ \varepsilon_y &= \frac{1}{E} [\sigma_y - \nu(\sigma_z + \sigma_x)]; \\ \varepsilon_z &= \frac{1}{E} [\sigma_z - \nu(\sigma_y + \sigma_x)]; \\ \gamma_{xy} &= \frac{1}{G} \tau_{xy}; \\ \gamma_{yz} &= \frac{1}{G} \tau_{yz}; \\ \gamma_{zx} &= \frac{1}{G} \tau_{zx}; \end{aligned} \right\} \quad (2.10)$$

где  $E$  — коэффициент пропорциональности между действующим нормальным напряжением  $\sigma$  (сжимающим и растягивающим) и соответствующей ему относительной продольной упругой деформацией  $\varepsilon = \Delta l/l$ , называемый модулем продольной упругости (модулем Юнга) породы (рис. 2.4):

$$\sigma = E\varepsilon; \quad (2.11)$$

$G$  — модуль сдвига — коэффициент пропорциональности между касательным напряжением  $\tau$  и соответствующей деформацией сдвига  $\gamma$  (см. рис. 2.4):

$$\tau = G\gamma; \quad (2.12)$$

$\nu$  — коэффициент пропорциональности только между деформациями — относительными продольными  $\Delta l/l$  и относительными поперечными  $\Delta d/d$  (см. рис. 2.4), называемый коэффициентом Пуассона:

$$\frac{\Delta d}{d} = \nu \frac{\Delta l}{l}. \quad (2.13)$$

Величина  $\nu$  безразмерная, теоретически не выходящая за пределы 0—0,5.

Модуль продольной упругости  $E$  и модуль сдвига  $G$  соответствуют основным видам напряжений и деформаций и поэтому считаются основными характеристиками упругости породы.

Они связаны с коэффициентом Пуассона следующей зависимостью:

$$G = \frac{E}{2(1+\nu)}. \quad (2.14)$$

В случае равномерного трехосного сжатия породы пропорциональная связь между давлением  $P_\sigma$  и относительным изменением

объема  $\Delta V/V$  выражается через модуль объемного (всестороннего) сжатия  $K$ .

Для рыхлых пород пользуются понятием модуля одностороннего сжатия  $M$  — коэффициентом пропорциональности между нормальным напряжением и соответствующей ему деформацией при расположении пробы в цилиндре с жесткими стенками.

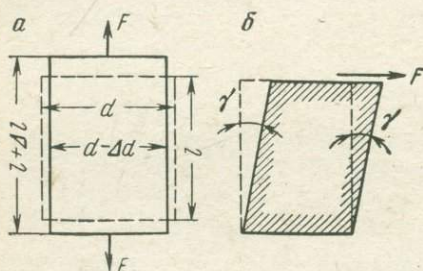


Рис. 2.4. Деформация образца породы под действием нормальных (а) и касательных (б) сил

Модули  $E$ ,  $G$ ,  $K$  и  $M$  имеют размерность напряжения — Па (в системе СИ); широко пользуются внесистемной единицей — кгс/см<sup>2</sup>.

Для изотропного, абсолютно упругого тела, эти модули также могут быть выражены через два независимых параметра (см. приложение 3):

$$K = \frac{E}{3(1-2\nu)}; \quad (2.15)$$

$$M = \frac{E(1-\nu)}{(1+\nu)(1-2\nu)}. \quad (2.16)$$

В связи с этим экспериментально для горных пород определяют и используют в расчетах обычно модуль Юнга и коэффициент Пуассона. Так как  $0 < \nu < 0,5$ , модуль сдвига  $G$  всегда меньше модуля Юнга,  $M$  — больше, а  $K$  может принимать различные значения (рис. 2.5).

Коэффициенты  $C_{ijkl}$ , входящие в тензор упругости, непосредственно связаны с рассмотренными модулями упругости. Так, для кристаллов кубической сингонии эта связь выражается уравнениями:

$$C_{xxyy} = \frac{\nu E}{(1+\nu)(1-2\nu)}; \quad (2.17)$$

$$C_{xyxy} = 2G; \quad (2.18)$$

$$C_{xxxx} = 2G + \frac{\nu E}{(1+\nu)(1-2\nu)}. \quad (2.19)$$

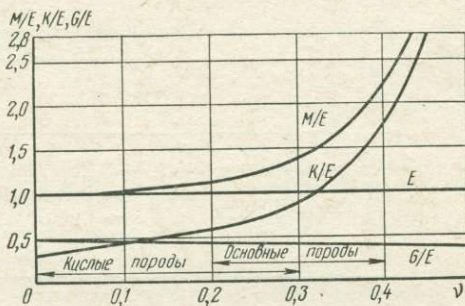
В уравнениях (2.17) и (2.19) член  $\frac{\nu E}{(1+\nu)(1-2\nu)}$  часто обозначают буквой  $\lambda'$  и называют параметром Ляме.

Модули упругости характеризуют способность пород сопротивляться внешним нагрузкам. Величина, обратная модулю  $m$ ,

носит название коэффициентов соответствующей деформируемости (например,  $1/K$  — коэффициент объемного сжатия).

В зависимости от целей использования параметры упругости определяют либо статическим, либо динамическим способом. Статические свойства характеризуют породу при довольно длительных процессах воздействия на нее нагрузки, динамические — при мгновенных воздействиях (взрывание, ударное бурение и т. п.).

Рис. 2.5. Соотношение численных значений параметров упругости пород при разных значениях коэффициента Пуассона



### 2.3. Влияние состава и строения пород на их упругие свойства

Наличие в породе минералов, обладающих повышенными значениями параметров упругости (см. приложение 5), в общем случае увеличивает их значения и для породы в целом.

Действительно, объем породы, сложенной в основном из жестких зерен минералов, деформируется под действием всестороннего давления в меньшей степени, чем породы, в которой этих зерен немного. Так как модуль объемного сжатия  $K$  обратно пропорционален  $\Delta V/V$ , то, следовательно, в первом случае  $K$  будет больше, чем во втором.

В первом приближении зависимость  $K$  от минерального состава пород может быть представлена как арифметическое средневзвешенное  $K_i$  минералов, слагающих породу.

Известно, что темнокветные минералы обычно имеют увеличенные модули упругости. Поэтому при переходе от кислых пород к основным и ультраосновным наблюдается возрастание  $K$  и  $E$ . В такой же последовательности происходит рост и плотности пород (см. раздел 1.4). Это, в свою очередь, приводит к часто наблюдаемому возрастанию модулей упругости пород с увеличением их плотности.

Модуль Юнга большинства горных пород имеет порядок от  $10^9$  до  $10^{11}$  Па (см. приложение 4).

Высокими значениями модуля Юнга (до  $2,7 \cdot 10^{11}$  Па) обладают железисто-магнезиальные и рудные минералы (оливин, гранат, пирит). Модуль Юнга кварца равен примерно  $10^{11}$  Па.

Наиболее четко влияние минерального состава сказывается только на упругих свойствах изотропных и малопористых пород (подгруппа строения 1.1). Параметры упругости составляющих горную породу фаз представлены в табл. 2.1.

В пористых породах существенно влияние пористости, в слоистых — наблюдаются различные значения модулей упругости параллельно и перпендикулярно к слоям (см. приложение 7).

Таблица 2.1

Параметры упругости фаз, слагающих горную породу

Фаза	$E$ , Па	$\nu$	$K$ , Па
Минеральный скелет	$10^9-3 \cdot 10^{11}$	0,07—0,47	$4 \cdot 10^8-6 \cdot 10^{11}$
Вода	—	—	$2,2 \cdot 10^9$
Воздух	—	—	$1,6 \cdot 10^5$
Лед	$10^5$	0,3—0,4	$1,4 \cdot 10^{10}$

Так, при сдавливании образца перпендикулярно к слоям общая его деформация складывается из полных деформаций всех слоев  $\Delta l_1$ ,  $\Delta l_2$  и т. д. (рис. 2.6). При этом напряжения во всех слоях одинаковы, т. е.

$$\sigma_1 = \sigma_2 = \dots = \sigma_n = \sigma = \varepsilon E_{\perp}. \quad (2.20)$$

Общий модуль Юнга породы перпендикулярно к слоям  $E_{\perp}$  определяется по формуле

$$\frac{l}{E_{\perp}} = \sum_{i=1}^n \frac{l_i}{E_i}. \quad (2.21)$$

Переходя к относительным размерам слоев  $l'_i = l_i/l$ , которые, в свою очередь, равны относительному объему слоев  $V_i$ , можно написать

$$\frac{1}{E_{\perp}} = \sum_{i=1}^n \frac{V_i}{E_i}. \quad (2.22)$$

При сдавливании образца вдоль слоев деформации всех слоев одинаковы, а напряжения суммируются по всей площади (см. рис. 2.6).

Следовательно,

$$E_{\parallel} S = \sum_{i=1}^n E_i S_i, \quad (2.23)$$

или

$$E_{\parallel} = \sum_{i=1}^n E_i V_i. \quad (2.24)$$

Таким образом, модуль Юнга ненарушенных слоистых пород вдоль слоев больше, чем перпендикулярно к ним. Установлено,

что коэффициент анизотропии  $k_{ан}$  по модулю Юнга для большинства горных пород находится в пределах 1,1—2,0 (табл. 2.2).

При квазиизотропной статистической смеси (группа по строению 1.1) относительные деформации зерен и напряжения внутри них различны. При этом средние значения модуля упругости  $E_{ср}$  находятся в области, ограниченной предельными значениями  $E_{||}$

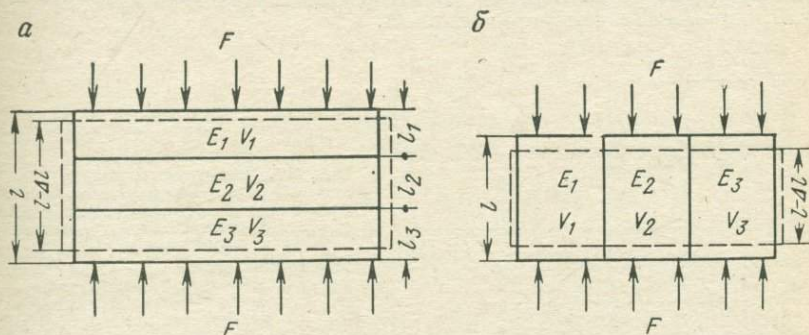


Рис. 2.6. Схемы к расчету модулей упругости слоистой породы перпендикулярно (а) и параллельно (б) слоям

Т а б л и ц а 2.2

Коэффициенты анизотропии параметров упругости горных пород

Порода	Модуль Юнга $E \cdot 10^{-10}$		$k_{ан}$	Коэффициент Пуассона $\nu$		$k_{ан}$
	$E_{  }$	$E_{\perp}$		$\nu_{  }$	$\nu_{\perp}$	
Алевролит	2,67	1,72	1,55	0,25	0,29	0,86
Известняк	8,36	7,25	1,12	0,28	0,3	0,93
Антрацит	0,42	0,54	0,7	—	0,13	—

и  $E_{\perp}$  (рис. 2.7). Для решения практических задач в этом случае используют усреднение.

Изобразив зависимости  $E_{||}$  и  $E_{\perp}$  от состава в полулогарифмическом масштабе, усреднение можно произвести графически (см. рис. 1.13, а). Средняя линия является логарифмическим средневзвешенным свойств минералов, слагающих породу:

$$\lg E_{ср} = \sum_{i=1}^n V_i \lg E_i. \quad (2.25)$$

Коэффициент Пуассона большинства пород находится в пределах 0,2—0,4.

Аномальным значением  $\nu$  обладает кварц (0,07). Вследствие этого наибольшие значения  $\nu$ , равные 0,35—0,45, характерны для основных горных пород. Для пород, содержащих кварц,

85% всех данных приходится на значение  $\nu \leq 0,25$ ; соответственно этому 85% пород с плотностью менее  $2,7 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$  имеют  $\nu \leq 0,25$ .

Для вывода формулы расчета коэффициента Пуассона  $\nu$  по значениям слагающих пород минералов можно воспользоваться зависимостью (2.14).

По физическому смыслу модуль сдвига  $G$  не отличается от модуля продольной упругости  $E$ . Поэтому для его расчета правомерно применять формулы, выведенные для определения  $E$ .

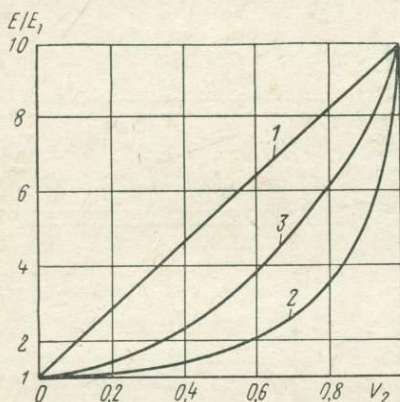


Рис. 2.7. Зависимость модуля продольной упругости двухкомпонентной породы от относительного объема содержания  $V_2$  одного из минералов:

1 — вдоль слоев; 2 — перпендикулярно к слоям; 3 — полученная по формуле логарифмического средневзвешенного

На упругие свойства пород групп строения 2.1—2.4; 3.1—3.4 большое влияние оказывает их пористость.

Очевидно, что модуль Юнга  $E_0$  минерального скелета одной и той же породы одинаков при любой ее пористости:

$$E_0 = \frac{F}{S_0 \varepsilon}. \quad (2.26)$$

Фактически модуль Юнга  $E$  пористой породы определяют по формуле

$$E = \frac{F}{(S_0 + S_{\text{п}}) \varepsilon}, \quad (2.27)$$

где  $F$  — сила, действующая на образец;  $S_{\text{п}}$  и  $S_0$  — соответственно площади минеральной фазы в изучаемой плоскости и порового пространства.

Если суммарный размер минеральной фазы и пор перпендикулярно к площади  $S$  принять равным соответственно  $l_0$  и  $l_{\text{п}}$ , то

$$V_0 = S_0 l_0; \quad V_{\text{п}} = S_{\text{п}} l_{\text{п}} \quad (2.28)$$

и

$$\frac{E}{E_0} = \frac{\frac{V_0}{l_0}}{\frac{V_0}{l_0} + \frac{V_{\text{п}}}{l_{\text{п}}}}. \quad (2.29)$$

Используя уравнение (1.1), можно записать

$$\frac{E}{E_0} = \frac{1-P}{1-P + \frac{l_0}{l_{\text{п}}} P}. \quad (2.30)$$

Показатель  $l_0/l_{\Pi}$  характеризует форму порового пространства. Так, если  $l_0/l_{\Pi} = 1$ , то поры могут быть представлены как каналы, вытянутые вдоль направления действия нагрузки, и формула приобретает вид арифметического средневзвешенного:

$$E = E_0 (1 - P). \quad (2.31)$$

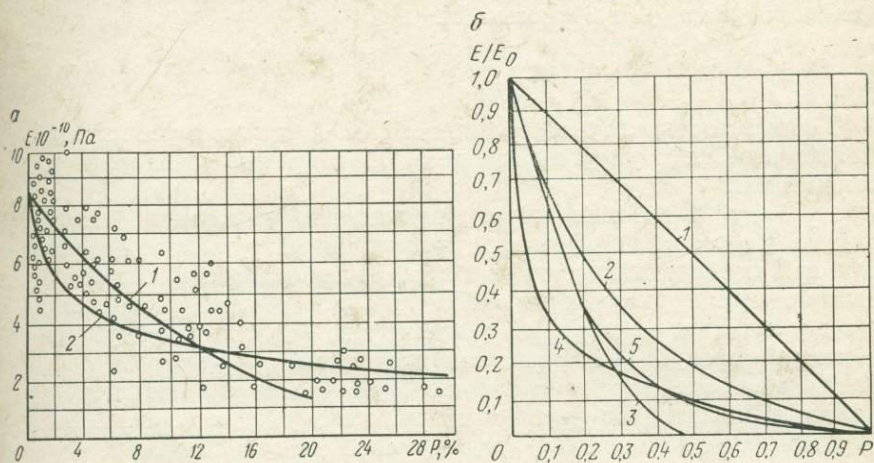


Рис. 2.8. Зависимость модуля Юнга пород от пористости:

*a* — по экспериментальным данным: 1 —  $E = 8,1 \cdot 10^{10}(1 - 3,2P)^2$ ; 2 —  $E = 8,1 \cdot 10^{10}(1 - P^{1/4})$ ;  
*b* — по эмпирическим формулам: 1 —  $E = E_0 (1 - P)$ ; 2 —  $E = \frac{1 - P}{1 + 3P} E_0$ ; 3 —  $E = E_0 (1 - 2P)^2$ ; 4 —  $E = E_0 (1 - P^{1/6})$ ; 5 —  $E = E_0 e^{-5P}$

Если  $l_0/l_{\Pi} > 1$ , влияние пористости на значение модуля Юнга пород увеличивается. Так, если  $l_0/l_{\Pi} = 4$ , то

$$\frac{E}{E_0} = \frac{1 - P}{1 + 3P}. \quad (2.32)$$

Поры в этом случае — плоские широкие, ориентированные перпендикулярно к направлению действия нагрузки.

Однако уравнение (2.32) не всегда позволяет получить значение модуля Юнга, близкое к экспериментальным.

Обработка экспериментальных данных показывает, что наибольшее приближение к реальным данным дает квадратичная зависимость между  $E$  и  $P$  типа

$$\frac{E}{E_0} = (1 - aP)^2, \quad (2.33)$$

где  $a$  — параметр формы порового пространства ( $a = 1,5 \div 4$ ).

Предложено много других уравнений для расчета модулей Юнга пористых пород (рис. 2.8). Однако все они дают лишь близкие к истинным значения  $E$ . Различия в поровом пространстве пород, их трещиноватости и структурной неоднородности позволяют вывести пригодные для практических расчетов зависимости

только для частных случаев — конкретных пород конкретных месторождений.

Объединяя расчетные зависимости модуля Юнга от минерального состава с зависимостями от пористости, можно произвести расчет  $E$  реальной горной породы при различных значениях  $P$ . Например, для пород подгрупп строения 2.1 и 3.1

$$E_{\text{ср}} = E_1^{\nu} E_2^{1-\nu} (1 - aP)^2. \quad (2.34)$$

Горные породы групп строения 2.1 и 3.1 только приближенно можно отнести к упругим твердым телам прежде всего из-за их пористости.

Поэтому для таких пород (известняки, песчаники, гипсы) модуль упругости, полученный при первом нагружении, меньше, чем при последующих нагружениях. Этот показатель, вычисленный по сумме упругих и остаточных деформаций, называется модулем деформируемости, он характеризует необжатую породу в ее естественном состоянии.

Установлено, что коэффициент Пуассона с увеличением пористости может либо увеличиваться, либо уменьшаться. Таким образом, определенной связи между  $\nu$  и  $P$  не существует. Однако во многих случаях величина  $\nu$  с увеличением пористости уменьшается.

#### 2.4. Пластические свойства пород

В области пластических деформаций полностью нарушается прямая пропорциональная зависимость между деформациями породы и нагрузкой и деформации становятся необратимыми. При этом наблюдается увеличение скорости роста деформаций с повышением нагрузки.

Наиболее вероятный механизм пластической деформации в горных породах — межзеренное скольжение (сдвиг зерен по определенным плоскостям и направлениям под действием напряжений).

Пластическая деформация происходит без нарушения сплошности вещества. В горных породах наряду с этим наблюдается взаимное перемещение довольно больших объемов, обжатие, смятие и т. п. Таким образом, довольно часто явления пластичности, рассматриваемые в породах, не совпадают с понятием пластичности, существующим в физике твердого тела, так как, строго говоря, ряд явлений, вызывающих в породах остаточные деформации, следует отнести к разрушающим (квазипластичность).

Для описания связей между деформациями и напряжениями в пластической области пользуются различными механическими моделями деформирования тел.

Большинство горных пород относится к упрочняющимся телам — в них для поддержания пластических деформаций необходимо повышать напряжения. Однако это возрастание напряже-

ний происходит с убывающей скоростью и всегда значительно меньше, чем в области упругих явлений.

Такое поведение породы может быть смоделировано при помощи комбинации идеально упругого тела Гука (пружины) и идеально вязкого тела Ньютона. Последнее представляет собой поршень с отверстиями, движущийся в цилиндре, наполненном вязкой жидкостью. Параллельное соединение этих тел дает

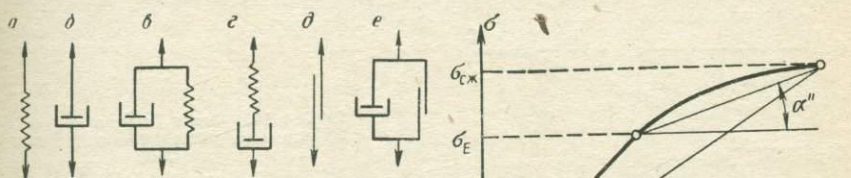


Рис. 2.9. Реологические модели различных сред:

*a* — упругая (Гука); *б* — вязкая (Ньютона); *в* — упруго-вязкая (Кельвина—Фойгта); *г* — упруго-вязкая (Максвелла); *д* — пластичная (Сен-Венана); *е* — вязко-пластичная (Бингама—Шведова)

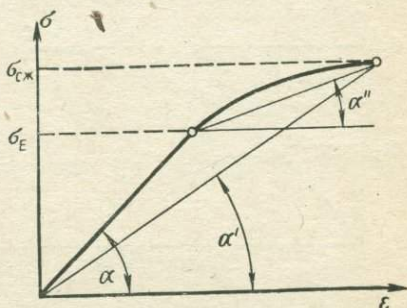


Рис. 2.10. Схема к расчету модулей деформации и пластичности горных пород:  $\operatorname{tg} \alpha = E$ ;  $\operatorname{tg} \alpha' = E_{\text{деф}}$ ;  $\operatorname{tg} \alpha'' = E_{\text{пл}}$

модель тела Кельвина — Фойгта, последовательное — тела Максвелла (рис. 2.9).

Если упрощенную связь между напряжением  $\sigma$  и относительной деформацией  $\epsilon$  в области пластической деформации выразить через некоторый коэффициент  $E' = f(\epsilon) \neq \text{const}$ , то  $E'$ , называемый секущим модулем деформации, будет находиться в пределах  $E \geq E' \geq 0$ .

Предельный секущий модуль деформации — отношение прироста напряжений в пластической зоне (до момента разрушения породы) к полной относительной деформации в области пластической зоны (до момента разрушения) — называется модулем пластичности (рис. 2.10):

$$E_{\text{пл}} = \frac{\sigma_{\text{сж}} - \sigma_E}{\Delta l_{\text{сж}} - \Delta l_E} l. \quad (2.35)$$

Если на рис. 2.10 соединить прямой линией конечную точку графика (момент разрушения образца) с началом координат, то тангенс такого угла будет называться модулем полной деформации:

$$E_{\text{деф}} = \frac{\sigma_{\text{сж}} l}{\Delta l_{\text{сж}}}. \quad (2.36)$$

Отличие пластической деформации от разрушающей состоит в том, что первая происходит без нарушения сплошности породы.

В результате этого на дополнительное деформирование пластической породы с целью ее разрушения тратится больше энергии, чем на разрушение упругой (хрупкой) породы, обладающей тем же пределом прочности. Это видно из рис. 2.11, где площадь  $OCD$  равна работе  $A_p$ , затраченной на разрушение реального образца, а площадь  $ABO$  — работе, затраченной на разрушение идеально хрупкой породы  $A_y$  с той же величиной  $\sigma_{сж}$ . Отношение  $A_p/A_y$

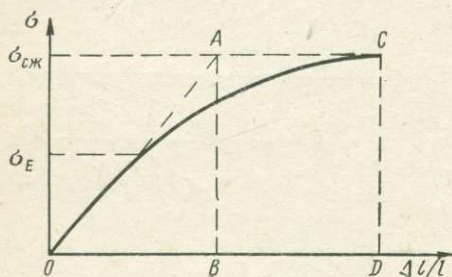


Рис. 2.11. Схема к расчету коэффициента пластичности горных пород:

$$k_{пл} = OCD/OAB$$

называется коэффициентом пластичности  $k_{пл}$ . Данный коэффициент определяется по формуле

$$k_{пл} = \frac{\text{Площадь } OCD}{\text{Площадь } ABO} = 2 \frac{E}{E_{деф}} - 1. \quad (2.37)$$

Из формулы (2.37) видно, что для оценки пластичности пород можно использовать более простое соотношение:

$$k'_{пл} = \frac{E}{E_{деф}}. \quad (2.38)$$

Обычно с ростом прочности пород коэффициент пластичности уменьшается.

Пластичность горных пород зависит от их минерального состава.

Наличие жестких кварцевых зерен и полевого шпата в породе уменьшает ее пластичность.

В углях наблюдается зависимость пластичности от содержания в них углерода. При переходе от мало метаморфизованных углей к антрацитам пластичность углей уменьшается в 30 раз.

Пластические свойства пород чувствительны к внешним воздействиям. Обычно пластичность пород повышается с их увлажнением. Исключительно высокими пластическими свойствами обладают связные породы (группа строения 3. n). В зависимости от степени увлажнения глинистые породы могут быть хрупкими, пластичными или текучими (см. раздел 6.1).

Пластичность скальных пород увеличивается с повышением температуры и всестороннего давления. С повышением температуры количество дислокаций в породах не изменяется, но значительно увеличивается их подвижность, что способствует пластиче-

ской деформации. Породы, ведущие себя как хрупкие в обычных условиях, при повышенных давлениях и температурах приобретают явно выраженные пластические свойства. Это весьма существенно при разработке месторождений на больших глубинах, а также при исследовании состояния земной коры.

Так, например, способность к пластическим деформациям у известняков и алевролитов проявляется уже при всестороннем давлении около  $5 \cdot 10^7$  Па, у ангидритов — около  $10^8$  Па. Пластические деформации песчаника возможны при давлениях выше  $4 \times 10^8$  Па.

Пластические деформации при больших значениях всестороннего давления объясняются тем, что в этих условиях более легко могут проявиться внутри- и межзеренные движения и смещения, не приводящие к нарушению сплошности. При низких температурах пластичность пород понижается.

## 2.5. Прочность и разрушение пород

Прочность тела определяется величиной критических напряжений, при которых происходит разрушение породы. Эти напряжения различны для разных пород и для разных видов приложенных нагрузок. Они носят названия пределов прочности. Различают пределы прочности пород при сжатии  $\sigma_{сж}$ , растяжении  $\sigma_p$ , сдвиге  $\tau_{сд}$ , изгибе  $\sigma_{изг}$  и т. д.

При воздействии на твердое тело одноосных нагрузок соответствующие им пределы прочности полностью характеризуют способность тела выдерживать нагрузки. В случае сложно-напряженного состояния необходимо выделить дополнительные критерии.

По современным представлениям разрушение — это разрыв связей между частицами кристаллической решетки и молекулами. Силы, необходимые для разрыва, зависят от межатомных связей и строения кристаллической решетки вещества.

При разрушении, например, кристалла разрыв межатомных связей в какой-то плоскости теоретически произойдет, если значения касательных и нормальных напряжений в этой плоскости будут иметь порядок соответственно  $G/2\pi$  и  $0,1 E$ .

Однако экспериментально получаемые значения прочности в сотни, а иногда и в тысячи раз меньше теоретических (для меди, например, в 1500 раз).

Причина таких расхождений кроется в том, что реальные кристаллы обладают множеством различных дефектов — вакансиями, дислокациями, границами зерен, порами. Так, рост числа дислокаций ослабляет горные породы, вызывает в них пластические деформации.

В поликристаллических горных породах прочность в основном определяется силами взаимного сцепления непосредственно соприкасающихся между собой частиц и в первую очередь зависит от их макростроения.

Поскольку в любом куске горной породы существует множество более крупных, чем дислокации, дефектов — мелкие трещины, поры, неоднородности, плоскости ослабления, то процесс разрушения в первую очередь связан именно с ними. Эти дефекты определяют преобладающий хрупкий характер разрушения пород. Поэтому для горных пород в первом приближении можно использовать теорию хрупкого разрушения,

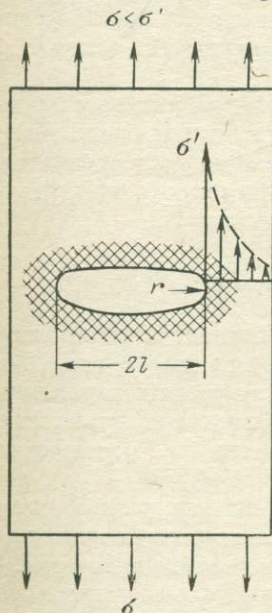


Рис. 2.12. Схема к теории хрупкого разрушения:  $\sigma'$  — напряжение, возникшее на краях трещины длиной  $2l$  с радиусом закругления  $r$

разработанную А. Гриффитсом, согласно которой решающее значение для начала разрушения имеют критические трещины в объеме твердого тела.

На краях трещины обычно возникает концентрация напряжений, значительно превышающая приложенную нагрузку  $\sigma$ . Так, при длине трещины  $2l$  и радиусе ее закругления на конце  $r$  (рис. 2.12), внутренние напряжения  $\sigma'$  будут равны

$$\sigma' = 2\sigma \sqrt{\frac{l}{r}}. \quad (2.39)$$

Как только  $\sigma'$  станет больше предела прочности породы при растяжении в данной точке, трещина начинает развиваться, преодолевая при этом молекулярные силы сцепления (производя работу  $A_s$ , пропорциональную удельной поверхностной энергии  $e_s$  данного тела):

$$A_s = 4le_s, \quad (2.40)$$

где  $4l$  — две поверхности трещины, приходящиеся на единицу толщины породы.

Напряжение в исходной точке мгновенно снижается и перераспределяется на другие точки, в которых, в свою очередь, возникают микросдвиги. Нарастание этого процесса приводит к разрушению породы.

Упругая энергия  $A_E$ , запасенная в породе в результате действия внешней нагрузки и необходимая для образования трещины, равна

$$A_E = \frac{\pi}{E} l^2 \sigma^2. \quad (2.41)$$

Трещина будет расти, если

$$\frac{\partial A_E}{\partial l} > \frac{\partial A_s}{\partial l}. \quad (2.42)$$

Критическое состояние трещины характеризуется равенством

$$\frac{\partial A_E}{\partial l} = \frac{\partial A_s}{\partial l},$$

откуда

$$\sigma_p = \sqrt{\frac{2Ee_s}{\pi l}}. \quad (2.43)$$

При действии сжимающей нагрузки трещины смыкаются и на их поверхности появляются силы трения. В результате  $\sigma_{сж} > \sigma_p$ , и их отношение подчиняется уравнению

$$\frac{\sigma_{сж}}{\sigma_p} = 4 [(1 + \operatorname{tg}^2 \varphi)^{1/2} - \operatorname{tg} \varphi]^{-1}, \quad (2.44)$$

где  $\operatorname{tg} \varphi$  — коэффициент внутреннего трения ( $\operatorname{tg} \varphi = 0,8 \div 2$ ) (см. ниже). Таким образом, на основании теории хрупкого разрушения получаем  $\sigma_{сж}/\sigma_p = 8 \div 17$ , что более или менее близко к значениям, определяемым экспериментально.

Распространенный механизм разрушения — чисто хрупкий, связанный с отрывом атомов и ионов.

При пластическом разрушении атомы в кристаллической решетке соскальзывают с одного на другой, поэтому чтобы процесс деформирования породы перешел в разрушение, требуются меньшие внешние усилия. Однако непрерывное пластическое скольжение атомов при постоянной нагрузке не происходит и в данном случае. Так как дислокации постепенно выходят на поверхность тела или на границы зерен, то они уже не принимают участия в процессе пластической деформации. Плотность дислокаций внутри зерна уменьшается, и пластическая деформация затухает. Для того чтобы поддерживать деформирование, необходимо увеличивать напряжения в породе.

В реальных породах в процессе разрушения участвуют как хрупкие, так и пластические составляющие разрушения. В зависимости от типа породы, характера нагружения и различных внешних условий разрушение породы может быть с преобладанием либо хрупкого, либо пластического типа.

Вообще же хрупкий или пластичный тип разрушения породы определяется соотношением  $m$  между касательными и нормальными напряжениями, возникающими в породе:

$$m = \frac{\tau_{\max}}{\sigma_{\max}} = \frac{0,5(\sigma_1 - \sigma_3)}{\sigma_1 - \nu(\sigma_2 - \sigma_3)}. \quad (2.45)$$

Если  $m < \tau_{сдв}/\sigma_p$ , разрушение породы происходит путем отрыва — хрупкое разрушение.

Если  $m > \tau_{сдв}/\sigma_p$ , разрушение происходит вследствие сдвига, что характерно для пластических пород.

Для приблизительной оценки разрушения хрупких тел можно использовать известные классические теории прочности пород —

теорию наибольших нормальных напряжений или теорию максимальных деформаций. Для оценки разрушения пластичных пород можно применить теорию максимальных касательных напряжений.

Однако применительно к горным породам наибольшее распространение получила теория прочности Мора, основанная на зависимости между касательными и нормальными

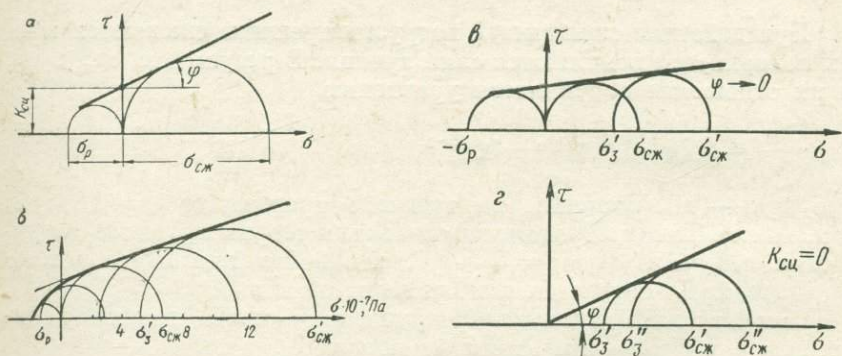


Рис. 2.13. Огибающие кругов напряжений:

а — построение; б, в и г — паспорта прочности соответственно известняка, глинистых и сыпучих пород;  $\sigma_{сж}$ ,  $\sigma''_{сж}$  — пределы прочности при сжатии в условиях бокового давления, соответствующего  $\sigma'_3$  и  $\sigma''_3$

напряжениями в каждой точке тела, находящегося в сложно-напряженном состоянии.

Основное положение теории Мора заключается в том, что разрушение тела обусловлено не отдельно касательными или нормальными напряжениями, а совместным их действием.

Согласно теории Мора, разрушение наступает тогда, когда либо касательные напряжения  $\tau$  превысят определенное предельное значение  $\tau_{раз}$ , величина которого тем больше, чем больше нормальные напряжения, действующие на образец, либо при  $\tau = 0$  нормальные растягивающие напряжения превысят определенный предел.

Графически эта зависимость между предельными нормальными и касательными напряжениями изображается в виде параболы (рис. 2.13, а). Она может быть построена для каждого типа породы экспериментально по результатам определения ряда прочностных параметров породы.

Так, найдя предел прочности породы при одноосном сжатии  $\sigma_{сж}$ , по изложенным в 2.1 правилам можно построить круг напряжений Мора. Поскольку этот круг для данного напряженного состояния является максимальным, его называют предельным. На этом же графике можно таким же образом построить предельные круги напряжений для  $\sigma_p$  и  $\tau_{сдв}$ , а также для пределов проч-

ности  $\sigma'_{сж}$  и  $\sigma''_{сж}$ , определенных в сложно-напряженном состоянии. В результате получают семейство предельных кругов напряжений. Очевидно, что любое напряженное состояние породы, характеризуемое точкой на графике, лежащей вне этого семейства, является разрушающим для данной породы, и наоборот. Поэтому, проведя огибающую этих кругов напряжений, получают кривую, характеризующую предельное напряженное состояние тела в момент его разрушения (рис. 2.13, б).

Огибающую предельных кругов напряжений называют п а с - портом прочности горных пород. Теория Мора наиболее полно согласуется с экспериментальными данными о прочности пород.

Паспорт прочности может быть представлен аналитически в виде параболы

$$\tau = \sqrt{(\sigma_p + \sigma) [2\sigma_p - 2\sqrt{\sigma_p(\sigma_p + \sigma_{сж})} + \sigma_{сж}]} \quad (2.46)$$

или (на некотором участке вблизи оси ординат) в виде прямой линии

$$\tau = K_{сц} + \sigma \operatorname{tg} \varphi. \quad (2.47)$$

В уравнении (2.47) угол  $\varphi$  носит название угла внутреннего трения, а  $\operatorname{tg} \varphi$  — коэффициента внутреннего трения. Из рис. 2.13, а следует, что коэффициент внутреннего трения — это коэффициент пропорциональности между приращениями нормальных и касательных разрушающих напряжений.

Показатель  $K_{сц}$  — предел прочности породы при срезе в условиях отсутствия нормальных напряжений, называемый сцеплением породы (рис. 2.13).

Для рыхлых пород (группа строения 3.п), не обладающих пределом прочности при растяжении и силами сцепления, диаграмма Мора имеет вид прямой, исходящей из начала координат (рис. 2.13, з). При этом  $\operatorname{tg} \varphi = \tau/\sigma$  характеризует угол естественного откоса рыхлых массивов.

Для связных пластичных пород ввиду близости значений  $\sigma_{сж}$  и  $\sigma_p$  огибающая кругов Мора близка к линии, параллельной оси абсцисс, и  $\operatorname{tg} \varphi \rightarrow 0$  (рис. 2.13, в).

В горных породах различают сцепление, обусловленное силами связей между частицами породы, и сцепление, обусловленное капиллярным натяжением воды, находящейся в породе (см. приложение 13). Первый вид сцепления характерен для скальных пород, второй — для влажных рыхлых и глинистых (связных) пород.

Сцепление различных глин составляет  $2,5 \cdot 10^4$ — $3,3 \cdot 10^5$  Па, бурых углей —  $2 \cdot 10^4$  —  $2,5 \cdot 10^5$  Па. Устойчивость раздробленных горных пород в откосах характеризуется только углом внутреннего трения ( $K_{сц} = 0$ ).

Угол внутреннего трения уменьшается с увеличением содержания в породе мелких фракций, увеличением количества глинистых частиц (особенно, монтмориллонита) и влажности, так как все это способствует взаимному скольжению одной части породы относительно другой.

Углы внутреннего трения для жирных глин составляют от 16 до 30°, для бурых углей около 30—35° (см. приложение 12).

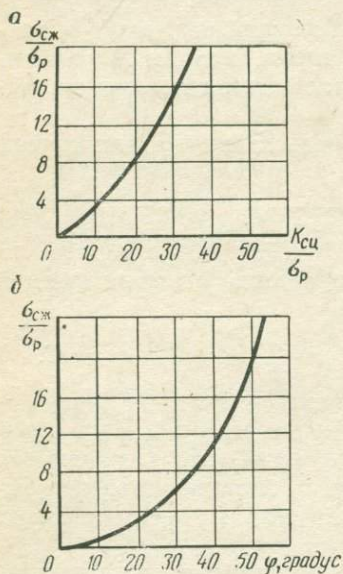
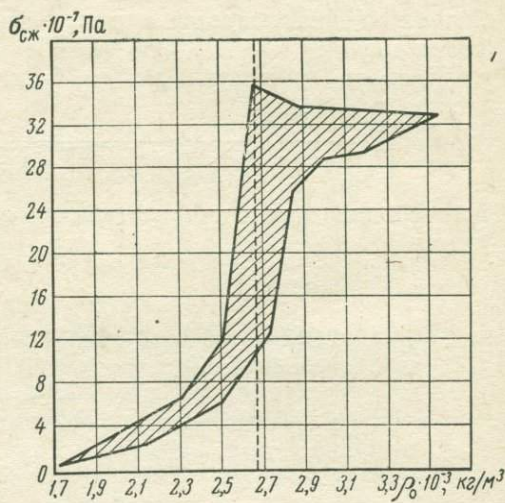


Рис. 2.14. Взаимосвязи:

а — между  $\sigma_{сж}/\sigma_p$  и сцеплением  $K_{сц}$ ; б — между  $\sigma_{сж}/\sigma_p$  и углом внутреннего трения  $\varphi$  пород

Рис. 2.15. Область изменения прочности магматических пород в зависимости от их плотности



Известны различные расчетные формулы, которые позволяют вычислить  $\varphi$  и  $K_{сц}$  по пределам прочности пород при сжатии  $\sigma_{сж}$  и растяжении  $\sigma_p$ .

Так, приняв за основу параболическое описание огибающей кругов Мора, можно вывести следующие уравнения:

$$K_{сц} = B\sigma_p; \quad (2.48)$$

$$\varphi = 2 \left( \arctg \frac{\sigma_{сж}}{\sigma_p} \frac{1}{2B} - 45^\circ \right), \quad (2.49)$$

где

$$B = \sqrt{\frac{\sigma_{сж}}{\sigma_p} + 1} - 1.$$

Эти формулы дают достоверные результаты только для не нарушенных трещинами горных пород.

Обычно с увеличением отношения  $\sigma_{сж}/\sigma_p$  возрастают угол  $\phi$  и  $K_{сц}$  (рис. 2.14).

Теория разрушения тел получила развитие в термофлуктуационной (кинетической) теории С. Н. Журкова, в которой учитывается влияние на прочность

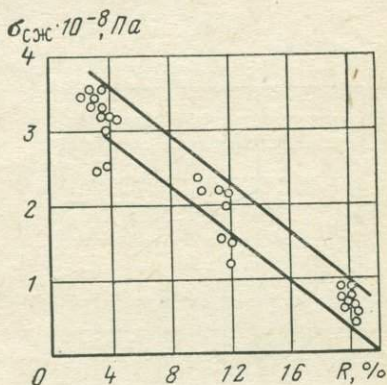


Рис. 2.16. Зависимость предела прочности при сжатии  $\sigma_{сж}$  кварцитов и кварцито-песчаников от содержания слюдяного цемента

твердых тел факторов температуры и времени действия нагрузки (см. 2.7).

Из породообразующих минералов наибольшей прочностью обладает кварц. По данным исследователей, предел прочности при сжатии у кварца превышает  $5 \cdot 10^8$  Па, у полевых шпатов, пироксенов, авгита, роговой обманки, оливина и других железистомагнезиальных минералов  $2 \cdot 10^8$  —  $5 \cdot 10^8$  Па. Кальцит имеет  $\sigma_{сж}$  около  $2 \cdot 10^7$  Па. Поэтому большей прочностью обладают кварцсодержащие породы, что подтверждается графиком (рис. 2.15), на котором точка максимума  $\sigma_{сж}$  пород соответствует плотности кварца ( $2,65 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>). Наоборот, если в состав горной породы входят малопрочные минералы (кальцит, слюда), то ее предел прочности значительно снижается (рис. 2.16).

Прочностные характеристики пород очень чувствительны к их структуре. Прочность сцементированных пород в первую очередь определяется прочностью цемента (матрицы), а не заполнителя.

Наибольшие значения предела прочности при сжатии имеют плотные мелкозернистые кварциты и нефриты:  $5 \cdot 10^8$  —  $6 \cdot 10^8$  Па. Значительной прочностью (более  $3,5 \cdot 10^8$  Па) обладают плотные мелкозернистые граниты, несколько меньшей — габбро, диабазы и крупнозернистые граниты. Прочность углей изменяется в зависимости от степени их метаморфизма от  $10^6$  Па (коксовые угли) до  $3,5 \cdot 10^7$  Па (антрациты).

Пределы прочности при растяжении для большинства пород не превышают  $2 \cdot 10^7$  Па и составляют примерно (0,1—0,02)  $\sigma_{сж}$ . Наибольшая прочность при растяжении характерна для кварцитов

и мало пористых перекристаллизованных мелкозернистых мраморов (см. приложение 9). Пределы прочности пород при сдвиге, изгибе и других видах деформаций всегда меньше  $\sigma_{сж}$  и больше  $\sigma_p$ , причем по своей величине они более близки к  $\sigma_p$ .

Из факторов строения основную роль играют пористость и трещиноватость пород, способные настолько уменьшить их прочность, что минеральный состав при этом может вообще не оказывать

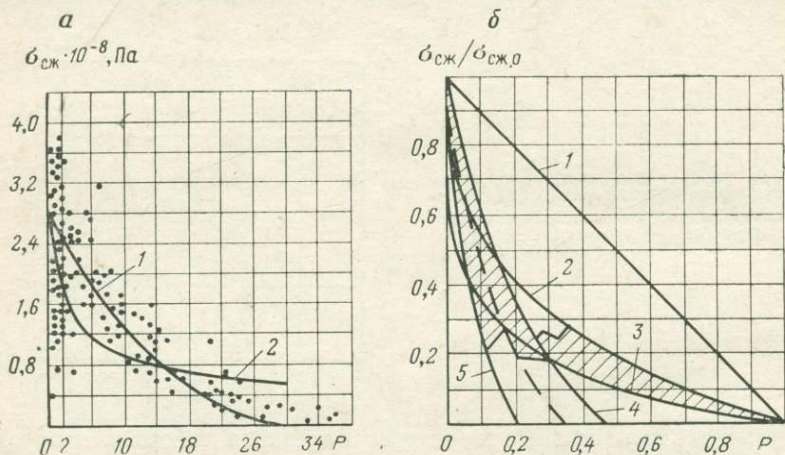


Рис. 2.17. Зависимости предела прочности при сжатии от пористости: а — экспериментальные корреляционные зависимости для группы пород: 1 —  $\sigma_{сж} = 2,77 \cdot 10^8 (1 - 3,4P)^2$ ; 2 —  $\sigma_{сж} = 2,77 \cdot 10^8 (1 - P^{1/3})$ ; б — сравнение различных эмпирических зависимостей: 1 —  $\sigma_{сж} = \sigma_{сж0} (1 - P)$ ; 2 —  $\sigma_{сж} = \sigma_{сж0} (1 - P^{1/3})$ ; 3 —  $\sigma_{сж} = \sigma_{сж0} (1 - P^{1/6})$ ; 4 —  $\sigma_{сж} = \sigma_{сж0} (1 - 2P)^2$ ; 5 —  $\sigma_{сж} = \sigma_{сж0} (1 - 5P)^2$ . Заштрихована область наиболее частых экспериментальных данных

влияния на прочность. Породы даже совершенно различного состава могут иметь одну и ту же прочность, и наоборот. При этом пористость и трещиноватость наибольшее влияние оказывают на предел прочности пород при растяжении, так как при сжатии поры и трещины смыкаются и не ослабляют породу.

Экспериментальные данные показывают, что при значениях пористости до 20—30% пределы прочности пород при сжатии подчиняются следующей квадратичной зависимости от пористости (рис. 2.17):

$$\sigma_{сж} = \sigma_{сж0} (1 - a'P)^2, \quad (2.50)$$

где  $a' = 1,5 \div 4$  — параметр формы порового пространства.

В частности, для известняков Коробчеевского месторождения

$$\sigma_{сж} = 1220 (1 - 2,7P)^2. \quad (2.51)$$

При пористости пород свыше 30% наиболее соответствует экспериментальным данным уравнение типа

$$\sigma_{сж} = \sigma_{сж0} (1 - P^b), \quad (2.52)$$

где  $b = 0,65 \div 0,3$  — эмпирический коэффициент, характеризующий форму пор.

По степени влияния на прочность после пористости следует слоистость пород.

При растяжении поперек слоев порода будет разрушаться по слабому прослойку. При растяжении вдоль слоев прочные слои воспринимают на себя часть нагрузки и увеличивают общую сопротивляемость породы.

Таблица 2.3

Анизотропия прочностных параметров пород

Порода	Пределы прочности, Па			
	при сжатии		при растяжении	
	$\sigma_{сж \parallel}$	$\sigma_{сж \perp}$	$\sigma_{р \parallel}$	$\sigma_{р \perp}$
Песчаник мелкозернистый	$1,4 \cdot 10^8$ — $2,4 \cdot 10^8$	$1,3 \cdot 10^8$ — $2,3 \cdot 10^8$	$8,3 \cdot 10^6$	$7,3 \cdot 10^6$
Сланец песчано-глинистый	$1,26 \cdot 10^7$	$2,5 \cdot 10^7$	$3,0 \cdot 10^6$	$1,5 \cdot 10^6$
Уголь бурый	$10^7$	$2,4 \cdot 10^7$	—	—
Алеврит	$5 \cdot 10^7$	$6,8 \cdot 10^7$	—	—

Следовательно,

$$k_{ан} = \frac{\sigma_{р \parallel}}{\sigma_{р \perp}} \geq 1. \quad (2.53)$$

Пределы прочности пород при сжатии, наоборот, поперек слоистости в подавляющем большинстве случаев больше, чем вдоль слоистости; если сжимающие усилия направлены перпендикулярно к слоям, то слабые тонкие прослойки удерживаются от раскалывания более прочными слоями, и в целом предел прочности образца превышает  $\sigma_{сж}$  наиболее слабого прослойка. Однако это справедливо при малой толщине слабых прослойков.

При сдавливании образца вдоль слоистости прочность породы определяется главным образом прочностью наиболее слабых прослойков, по которым и происходит раскол породы. Поэтому коэффициент анизотропии в этом случае

$$k_{ан} = \frac{\sigma_{сж \parallel}}{\sigma_{сж \perp}} \leq 1. \quad (2.54)$$

Отличие  $\sigma_{сж \parallel}$  от  $\sigma_{сж \perp}$  достигает 50—70% (табл. 2.3).

Порфировая структура повышает прочность пород в случае, если включения малы, а основная масса тонкокристаллическая и сплошная. Мостовая структура (взаимное прорастание зерен) также увеличивает, а стекловидные массы уменьшают прочность пород.

Прочность равномернозернистых пород зависит также от размеров зерен, однако это влияние менее существенно, чем влияние вышерассмотренных факторов. С увеличением размеров зерен прочность горных пород (при одинаковых прочих условиях) падает. Это связано с тем, что силы сцепления прямо пропорциональны средней величине поверхности соприкосновения зерен с цементом. Согласно теории акад. П. А. Ребиндера, чем меньше

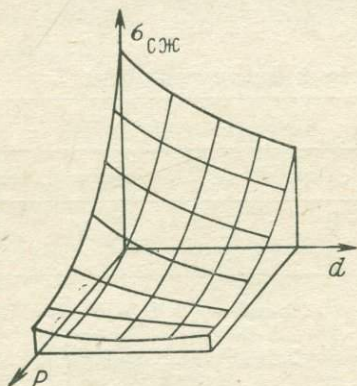


Рис. 2.18. Совместное влияние пористости  $P$  и размеров зерен  $d$  на  $\sigma_{сж}$  пород

частицы, слагающие твердое вещество, тем меньше микротрещиноватость и прочие нарушения, которые, как известно, являются основной причиной разрушения твердого тела.

Уравнение, описывающее эту зависимость, может быть представлено в следующем виде:

$$\sigma_{сж} = \sigma_{сж0} + kd^{-b}, \quad (2.55)$$

где  $\sigma_{сж0}$  — константа, равная условному минимальному пределу прочности породы при  $d = \infty$ ;  $k$  — некоторая константа, которую можно определить из упругих параметров породы по формуле

$$k = \sqrt{\frac{6\pi G}{1-\nu}}, \quad (2.56)$$

где  $G = 5 \cdot 10^{10}$  Па;  $\nu = 0,25$ ;  $k = 11,2 \cdot 10^5$ ;  $d$  — средний диаметр зерен, мкм;  $b$  — показатель, находящийся в пределах  $0,2-0,9$  (в среднем  $b = 0,5$ ).

Совместное влияние пористости и размеров зерен породы на ее прочность может быть представлено в виде некоторой поверхности (рис. 2.18).

## 2.6. Расчетная работа разрушения

Любой процесс разрушения пород всегда связан с их деформированием. Поэтому деформационные свойства пород в первую очередь находят широкое применение при исследовании и расчете разрушения пород.

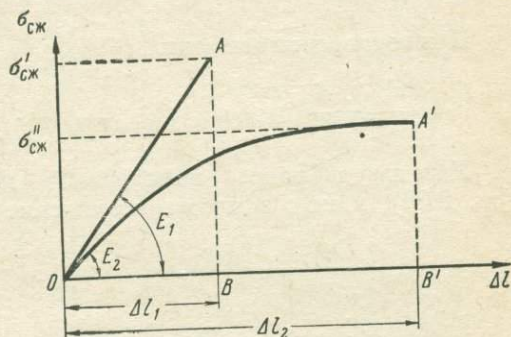
При нагрузках на породу, не превышающих предела упругости, количество накопленной породой потенциальной энергии может быть рассчитано по диаграмме напряжение — деформация, как площадь, ограниченная кривой и осью деформаций (рис. 2.19).

Так, удельная энергия упругой деформации равна:  
при одноосном сжатии

$$e_E = \frac{1}{2} \sigma \frac{\Delta l}{l} = \frac{1}{2} E \frac{\Delta l^2}{l^2} = \frac{\sigma^2}{2E}; \quad (2.57)$$

Рис. 2.19. Расчет удельной работы разрушения горных пород:

ОАВ — удельная энергия только упругой деформации;  
ОА'В' — удельная энергия упруго-пластической деформации



при двухосном сжатии

$$e'_E = \frac{\sigma_2}{2E} (\sigma_2 - 2\nu\sigma_1) + \frac{\sigma_1^2}{2E}; \quad (2.58)$$

если

$$\sigma_1 = \sigma_2, \text{ то}$$

$$e'_E = \frac{\sigma^2}{E} (1 - \nu);$$

при трехосном сжатии

$$e''_E = \frac{1}{2E} [\sigma_1^2 + \sigma_2^2 + \sigma_3^2] - 2\nu (\sigma_1\sigma_2 + \sigma_2\sigma_3 + \sigma_3\sigma_1); \quad (2.59)$$

если  $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$ , то

$$e''_E = \frac{3\sigma^2}{2E} (1 - 2\nu) = \frac{\sigma^2}{2K}.$$

Из формул (2.56)–(2.59) видно, что при  $\nu = 0,25$  и  $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$   $e'_E/e_E = 1,5$ ;  $e''_E/e_E = 1,5$ .

Уравнение (2.59) пригодно при наличии в породе только нормальных напряжений. Если же имеются касательные напряжения, то в этом случае общее выражение энергии упруго-деформированного тела будет иметь вид

$$e'''_E = \frac{1}{2E} [\sigma_x^2 + \sigma_y^2 + \sigma_z^2 - 2\nu (\sigma_x\sigma_y + \sigma_y\sigma_z + \sigma_z\sigma_x)] + \frac{1}{2G} (\tau_{xy}^2 + \tau_{yz}^2 + \tau_{zx}^2). \quad (2.60)$$

Если порода хрупкая, то приведенные уравнения пригодны для оценки удельной работы разрушения породы. При этом вместо  $\sigma$  подставляют предел прочности горной породы.

Если порода к тому же обладает пластической деформацией, то в этом случае к энергии упругой деформации  $e_E$  добавляются затраты энергии на пластическое деформирование  $e_{пл}$ :

$$e = e_E + e_{пл} \quad (2.61)$$

При одноосном сжатии

$$e = \frac{\sigma_E^2}{2E} + \frac{1}{2l} (\sigma_E + \sigma_{сж}) (\Delta l_{сж} - \Delta l_E) \quad (2.62)$$

Используя ранее выведенный модуль деформации  $E_{деф}$  (см. 2.36), можно записать выражение (2.62) проще:

$$e = \sigma_{сж}^2 \left( \frac{1}{E_{деф}} - \frac{1}{2E} \right) \quad (2.63)$$

Так как  $E_{деф} < E$ , то  $e > e_E$ .

Так, если  $E_{деф} = 0,5 E$ , то  $e = \frac{3 \sigma_{сж}^2}{2 E}$ , т. е. удельная работа разрушения пластической породы превысит работу разрушения хрупкой в 3 раза (при постоянной прочности и постоянных упругих свойствах породы).

Таким образом, повышение предела прочности пород не всегда затрудняет их разработку. Высокопрочные, но хрупкие породы значительно легче поддаются динамическому разрушению (например, взрыванию), чем более слабые, но высокопластичные. Для характеристики последних существует понятие вязкости. Такие породы (например, некоторые типы базальтов, нефриты) наиболее трудно разрушаются.

Уравнения (2.57)—(2.63) широко применяют для оценки энергоемкости разрушения при взрывах, бурении, дроблении пород как механическими, так и электрическими и термическими способами (см. разделы 8.1—8.10).

Упругие и пластические свойства пород используют также при расчете горного давления, выборе схем поддержания горных выработок и т. д. (см. разделы 9.4 и 9.5).

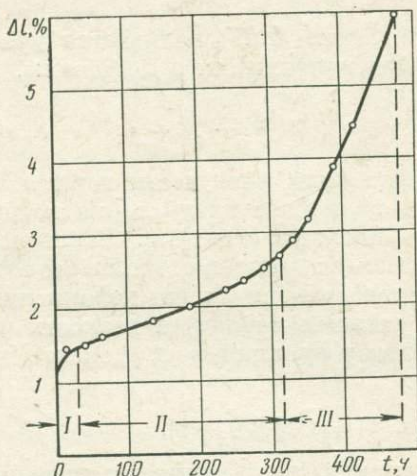
## 2.7. Реологические свойства пород

Реологические свойства пород характеризуют изменение всех механических характеристик их при длительном воздействии нагрузок. Одно из основных реологических свойств пород — это ползучесть (крип) — явление постепенного роста деформации породы во времени при постоянном напряжении.

Внешне явление ползучести схоже с пластическим течением. Однако последнее происходит только за пределами зоны упругости и при возрастающем напряжении, в то время как первое может проявляться при напряжениях, не превышающих предела упругости, но при достаточно длительном воздействии нагрузки.

Причиной ползучести твердых тел являются различные процессы, происходящие в них при длительном воздействии нагруз-

Рис. 2.20. Типичный график ползучести минералов на примере корунда при температуре 1300° С



зок. Среди этих процессов выделяют рост деформаций за счет скольжения и переползания дислокаций. Переползание — это перемещение дислокаций перпендикулярно к плоскости скольжения. Кроме того, большую роль играют такие явления, как диффузионно-вязкое течение и межзеренное скольжение.

Идеальная кривая изменения деформации породы при длительном воздействии нагрузки состоит из трех отрезков, соответствующих трем основным стадиям деформации (рис. 2.20): I — обычному процессу мгновенной деформации в момент нагружения породы; II — установившемуся состоянию пластического течения при постоянной нагрузке — ползучести; III — стадии возрастания скорости деформации и наступления момента разрушения породы.

Для феноменологического описания явления ползучести можно воспользоваться моделью упруго-вязкого тела Максвелла.

Если предел упругости не превышен, то общая деформация породы в любой отрезок времени будет состоять из упругой деформации  $\epsilon_E$  и деформации ползучести  $\epsilon_n$ :

$$\epsilon = \epsilon_E + \epsilon_n. \quad (2.64)$$

Это уравнение с учетом времени действия нагрузки может быть представлено в следующем виде:

$$\frac{d\epsilon}{dt} = \frac{d\epsilon_E}{dt} + \frac{d\epsilon_n}{dt}. \quad (2.65)$$

Так как  $\epsilon_E = \sigma/E$ , а скорость деформации ползучести является некоторой функцией напряжения  $\sigma$  и времени  $t$

$$\frac{d\epsilon_n}{dt} = \frac{1}{E} \varphi(\sigma, t), \quad (2.66)$$

то

$$\frac{d\epsilon}{dt} = \frac{1}{E} \frac{d\sigma}{dt} + \frac{1}{E} \varphi(\sigma, t). \quad (2.67)$$

Уравнение (2.67) называется уравнением ползучести. Когда напряжения  $\sigma$  постоянны,  $d\sigma/dt = 0$  и

$$\frac{d\epsilon}{dt} = \frac{1}{E} \varphi(\sigma, t). \quad (2.68)$$

Деформация ползучести горных пород в любой момент времени  $t$  зависит от предыстории нагружения. Это свойство называется наследственностью. Согласно теории наследственности, если в момент времени  $\tau$  приложено напряжение  $\sigma(\tau)$ , действующее в течение времени  $d\tau$ , то деформация  $d\epsilon_n$  к моменту времени  $t$  будет зависеть от  $\sigma(\tau)$  и разности  $(t - \tau)$ .

Поэтому функция  $\varphi(\sigma, t)$  может быть записана следующим образом:

$$\varphi(\sigma, t) = \sigma(\tau) L(t - \tau). \quad (2.69)$$

Функция  $L(t - \tau)$  называется ядром ползучести, вид ее зависит от типа породы.

Предложен степенной вид ядра ползучести

$$L(t - \tau) = \delta(t - \tau)^{-\alpha}, \quad (2.70)$$

где  $\delta > 0$  и  $\alpha > 0$  — параметры ползучести.

Возможен экспоненциальный вид ядра ползучести:

$$L(t - \tau) = ae^{-b(t - \tau)}, \quad (2.71)$$

где  $a$  и  $b$  — то же, некоторые параметры ползучести.

Значительная ползучесть присуща связным породам (глинам, аргиллитам, глинистым сланцам). Криворожские породы (кварцсерицитовый сланец, гидротематитовый роговик, аркозовый песчаник) обладают ползучестью, составляющей в среднем 20—35% первоначальной мгновенной упругой деформации, причем наиболее значительные деформации происходят в течение первых 1,5—2 сут нагружения (рис. 2.21).

Ползучесть зависит от нагрузки на породу и направления ее приложения.

Так, наибольшие деформации ползучести  $\epsilon_n$  наблюдаются при нагрузках, приложенных перпендикулярно к слоистости, причем отношение  $\epsilon_{n\perp} / \epsilon_{n\parallel}$  достигает 1,4. Как известно, упругие деформации также больше в этом направлении.

Явление, обратное ползучести, — постепенное снижение напряжений в породе при постоянной ее деформации — носит название

релаксации напряжений. Релаксация представляет собой ползучесть при напряжении, которое уменьшается пропорционально нарастающей пластической деформации. Таким образом, ползучесть и релаксация — два проявления одного и того же реологического процесса. Если существует свобода деформирования породы — проявляется ползучесть, если деформирование ограничено — происходит релаксация напряжений.

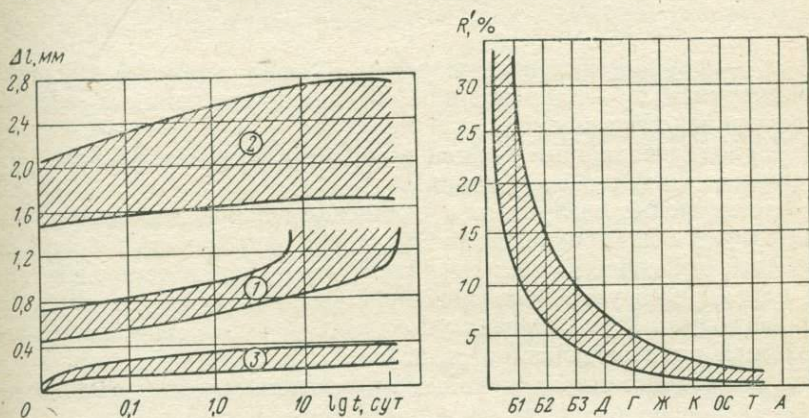


Рис. 2.21. Характерные кривые ползучести осадочных горных пород при нагрузках 0,7—0,9 от разрушающих. Области кривых для пород:

1 — послеледниковых глин; 2 — позднеледниковых глин; 3 — аркозовых песчаников Кривого Рога

Рис. 2.22. Значение относительного показателя падения напряжений  $R'$  за 16 ч для углей различных марок

При релаксации возникшие в первый момент упругие деформации постепенно переходят в пластические.

В результате после снятия нагрузки образец не восстанавливает своей первоначальной формы даже тогда, когда исходные напряжения не превышали предел упругости породы.

Так как прирост деформаций во времени при релаксации не происходит, то уравнение (2.67) может быть записано как уравнение релаксационного процесса, если  $de/dt = 0$ .

Тогда

$$\frac{d\sigma}{dt} = -\sigma(\tau) L(t - \tau). \quad (2.72)$$

Установлено, что во многих случаях связь между  $\sigma$  и  $t$  носит экспоненциальный характер:

$$\sigma = \sigma_0 e^{-t/t_0}. \quad (2.73)$$

В этом уравнении  $t_0$  показывает время, в течение которого напряжения в теле убывают в  $e$  раз, оно называется периодом релаксации. Период релаксации большинства горных

пород очень велик — сотни и тысячи часов. Поэтому на практике для характеристики реологических свойств пород при меньшей длительности нагружения часто используют относительный показатель падения напряжения в породе  $R'$  за определенный период (неделя, месяц и т. д.) (рис. 2.22):

$$R' = \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{\sigma_1} 100, \quad (2.74)$$

где  $\sigma_1$  — напряжения в испытуемом образце в момент приложения нагрузки;  $\sigma_2$  — напряжения в образце по истечении определенного промежутка времени.

Период релаксации уменьшается с увеличением температуры и первоначального напряжения.

Рассмотрение ползучести и релаксации пород показывает, что существует общая закономерность изменения свойств пород со временем действия на них нагрузки: чем длительнее воздействие на породы нагрузки, тем меньше становятся упругие свойства пород (модуль Юнга, предел упругости) и тем значительнее проявляются их пластические свойства.

При воздействии длительных напряжений происходит постепенное снижение также прочности горных пород (рис. 2.23).

Прочность пород, соответствующая той или иной длительности воздействия нагрузки, называется их длительной (текущей) прочностью  $\sigma_{дл}$ . С увеличением времени действия нагрузки величина  $\sigma_{дл}$  падает по определенной кривой, асимптотически приближаясь к некоторому предельному значению, называемому пределом длительной прочности  $\sigma_{\infty}$  (см. рис. 2.23).

Длительная прочность  $\sigma_{дл}$  значительно меньше стандартной прочности.

Так, между длительной прочностью глин и временем приложения нагрузки  $t$  установлена следующая эмпирическая зависимость:

$$\sigma_{дл} = \sigma_0 \ln \frac{B}{t}, \quad (2.75)$$

где  $\sigma_0$  — прочность породы при мгновенном нагружении;  $B$  — константа, характеризующая стойкость породы. Для ряда глин и мергелей Курской магнитной аномалии  $\sigma_{\infty} = 0,5 \sigma_{сж0}$ . Для других пород предел длительной прочности  $\sigma_{\infty} = (0,7 \div 0,8) \sigma_{сж0}$ .

Модуль продольной упругости при длительном действии нагрузок  $E_{\infty}$  также меньше  $E_0$ . Обычно  $E_{\infty} = (0,67 \div 0,95) E_0$ .

Уменьшение прочности горной породы при увеличении длительности воздействия нагрузки на практике иногда оценивают также коэффициентом расслабления, равным отношению мгновенного предела прочности при сжатии к некоторому значению длительной прочности (табл. 2.4).

Зависимость прочности твердых тел от длительности воздействия нагрузки и температуры описывается уравнением термофлуктуационного разрушения, предложенным С. Н. Журковым:

$$t = t_0 \exp\left(\frac{u_0 - \sigma V}{kT}\right), \quad (2.76)$$

где  $t$  — время, требуемое для развития деформаций в породе до ее разрушения при напряжениях  $\sigma$ ;  $t_0$  — константа, совпадающая

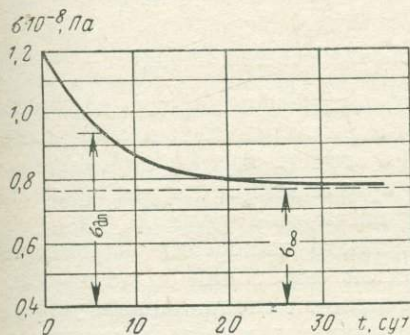


Рис. 2.23. Уменьшение прочности известняка с увеличением продолжительности действия нагрузки:

$\sigma_{\text{дл}}$  — длительная прочность;  $\sigma_{\infty}$  — предел длительной прочности

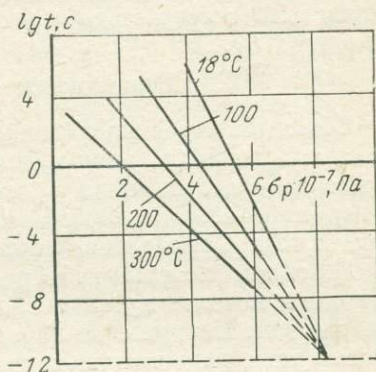


Рис. 2.24. Снижение предела прочности при растяжении  $\sigma_p$  с увеличением длительности приложения нагрузки  $t$  при различной температуре на примере поликристаллического алюминия

по порядку с периодом колебаний атомов, не зависящая от химического состава и структуры тела ( $t_0 \approx 10^{-12}$  с);  $u_0$  — энергия активации процесса разрушения, величина структурно-нечувствительная (для гранитов  $u_0 \approx 175$ , для кварцитов — 350 кДж/моль);  $V$  — активационный объем процесса разрушения, зависящий от структуры тела и составляющий несколько тысяч атомных объемов (для гранитов  $V = 1,5 \cdot 10^{-27}$ ; для кварцитов —  $1,9 \cdot 10^{-27}$  м<sup>3</sup>).  $kT$  — мера энергии тепловых флуктуаций ( $k$  — постоянная Больцмана,  $T$  — абсолютная температура тела).

Таблица 2.4

Коэффициенты расслабления некоторых пород

Порода	Предел прочности (мгновенный), Па	Время действия нагрузки	Предел прочности (длительный), Па	Коэффициент расслабления
Глина	—	1 мес	—	1,5
Песчаник	$1,55 \cdot 10^7$	48 ч	$8,6 \cdot 10^6$	1,8
Бетон	—	48 ч	—	1,67

Согласно уравнению (2.76), с ростом как напряжений, так и температуры уменьшается время нагружения породы, требуемое для ее разрушения (рис. 2.24).

Изучение глинистых пород показывает, что в них при длительном воздействии нагрузок возможны противоположные реологические явления — выдавливание из глины воды, уплотнение минеральных частиц, уменьшение пористости, образование новых, более устойчивых структурных связей, залечивание микротрещин и дефектов. В результате этого прочность таких пород со временем может возрастать ( консолидация пород).

## 2.8. Механические свойства массива пород

Объектом изучения физических параметров пород в природных условиях могут быть либо объемы пород, сравниваемые по размерам с лабораторными (определение свойств горных пород в массиве), либо объемы, значительно превышающие по размерам лабораторные (определение свойств массивов горных пород).

Известны методы непосредственного измерения параметров породы в массиве путем механических испытаний больших объемов породы. Нагружение пород производят специальными устройствами типа гидроподушек, гидродомкратов и т. д. Участок массива изолируют от остальной части массива щелями и создают в нем необходимые напряжения — нормальные, касательные, изгибающие и т. д.

Существуют также методы определения параметров пород различного рода инденторами, осуществляющими сверление, резание, отрыв, вдавливание или удар по породе. Сущность этих методов в общем заключается в том, что прибор, используемый для природных испытаний, тарируют в лаборатории — устанавливают взаимосвязь между его показаниями и значениями, например, модуля упругости или прочности породы. Затем этим прибором производят измерения в натуре. В отличие от предыдущих, эти методы не громоздки, определения возможно производить быстро. Однако исследуемый объем пород незначителен и не может характеризовать массив.

Если массив сложен одной породой, то интегральная физическая характеристика его отличается от параметра, определенного на образце, из-за большого колебания состава и строения, температуры, давления, влажности и, наконец, из-за наличия макронарушенности. Именно последний фактор наиболее сильно влияет на свойства массива и в то же время он отсутствует в образце.

Так, значения  $\sigma_{сж}$ , определенные на образце размерами  $5 \times 5 \times 5$  см пород Кузбасса, составляли  $1,5 \cdot 10^7$  —  $2,3 \cdot 10^7$  Па, а определенные в массиве —  $0,44 \cdot 10^7$  —  $0,9 \cdot 10^7$  Па.

Если массив сложен различными породами, то интегральная физическая характеристика, кроме вышеизложенного, обусловлена усредненным содержанием различных горных пород и их

взаимным расположением, т. е. составом и строением массива. В этом случае наблюдается максимальное отличие свойств массива от свойств горной породы, изученных в лабораторных условиях. Так, предел прочности массива пород в десятки, а иногда в сотни раз меньше установленных пределов на образцах.

Для оценки параметров массива наиболее перспективны методы косвенного определения требуемой величины. Они позволяют использовать физические поля, наиболее легко проникающие через массивы пород, и устанавливать значение параметра, используя известные взаимосвязи между свойствами пород. В качестве примера можно привести методы оценки упругих параметров и прочности пород по скорости распространения упругих волн (например, ультразвука) в массивах пород (см. раздел 2.9).

Коэффициенты поглощения упругих волн позволяют оценить пластические параметры и трещиноватость массива.

Известны также методы пересчета физических параметров, определенных на образцах, на свойства массивов пород. При этом предполагают, что среднее значение физического параметра массива будет точно так же зависеть от свойств, относительных объемов и взаимного расположения отдельных блоков пород, как и свойства образца от составляющих его минералов. При этом необходим учет нарушенности массива.

Например, объемную массу массива пород  $\rho_m$  можно рассчитать по известной объемной массе  $\rho_{li}$  лабораторных образцов:

$$\rho_m = w + (1 - K_{скв}) \sum_{i=1}^n \rho_{li} V_i, \quad (2.77)$$

где  $w$  — объемная влажность массива;  $K_{скв} = P_T/1 - P$  — коэффициент скважности массива, представляющий собой отношение дополнительной трещинной пористости  $P_T$  к истинному объемному содержанию плотной фазы;  $\rho_{li}$  — объемная масса породы, определенная в лаборатории, относительное объемное содержание которой в массиве  $V_i$ .

Для определения  $P_T$  можно использовать мобильные физические методы. Модуль упругости пород массива  $E_m$  ниже модуля упругости  $E_l$ , определенного в лаборатории, из-за наличия плоскостей ослабления и трещиноватости породы. Влажность горных пород приводит к некоторому росту модуля Юнга, однако степень влияния этого фактора ниже, чем трещиноватости.

Влияние наличия различных горных пород в массиве на интегральную характеристику модуля упругости массива пород может быть оценено по формуле логарифмического средневзвешенного с учетом поправки на трещиноватость и пористость как образца, так и массива:

$$\lg E_m = \sum_{i=1}^n V_i \lg E_{li} + \sum_{i=1}^n V_i \lg (1 - a_i P_i), \quad (2.78)$$

где  $a_i$  — коэффициенты формы порового пространства, соответствующие пористости  $P_i$  пород в образце и в массиве.

Прочность массива  $\sigma_{сж.м}$  можно приближенно рассчитать по прочности  $\sigma_{сж.л}$  образцов пород, определенной в лабораторных условиях.

Так, используя теорию Риттингера, одно из следствий которой состоит в том, что работа разрушения обратно пропорциональна диаметру  $d$  кусков разрушенных твердых тел, для идеально упругой горной породы можно написать (рис. 2.25):

$$\left( \frac{\sigma_{сж, л}}{\sigma_{сж, м}} \right)^2 \frac{E_M}{E_L} = \frac{d_M}{d_L} \quad (2.79)$$

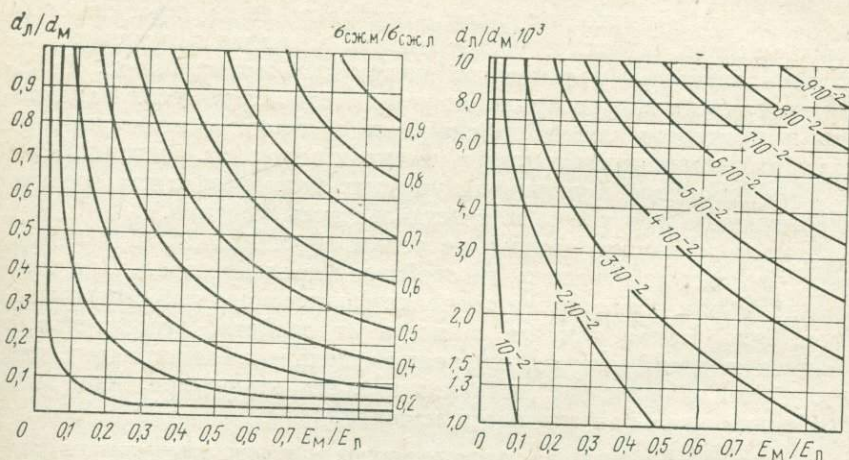


Рис. 2.25. Номограмма для оценки степени изменения предела прочности горных пород при сжатии в массиве  $\sigma_{сж, м}$  по сравнению с лабораторными испытаниями  $\sigma_{сж, л}$

Отсюда

$$\sigma_{сж, м} = \sigma_{сж, л} \sqrt{\frac{d_L E_M}{d_M E_L}} \quad (2.80)$$

Как правило, отношение  $d_L/d_M$  предварительно известно исходя из применяемого способа разрушения пород. Отношение  $E_M/E_L$  примерно равно отношению квадратов скоростей упругих волн в массиве и в образце.

В технических расчетах снижение прочности массива условно обозначается коэффициентом структурного ослабления  $k_{с.о.}$ , равным отношению сцепления отдельного куска породы при отрыве его от массива к сцеплению в куске. Он зависит от размеров, формы и взаимного расположения структурных отдельностей, от изменения сил сцепления и сил трения в различных направлениях в массиве и типа породы. Он учитывает и влияние сотрясений от взрывных работ на прочность массива. Наиболее существенно на величину  $k_{с.о.}$  влияет ориентирование системы трещин относительно плоскостей напластования. Для одних и тех же пород величина  $k_{с.о.}$ , измеренная под углом к трещинам, оказывается больше в 2—5 раз, чем измеренная по отдельным трещинам и по направлению трещин.

Согласно рекомендации В. Д. Слесарева, для расчета горно-технологических процессов, захватывающих большие пространства (например, горного давления), необходимо ввести следующие коэффициенты структурного ослабления  $k_{с.о}$  к параметрам, определенным в лабораторных условиях на образцах:

$$\left. \begin{aligned} \sigma_{сж.м} &= (0,3 \div 0,35) \sigma_{сж.л}; \\ \sigma_{р.м} &= k_{с.о} \sigma_{р.л}, \end{aligned} \right\} \quad (2.81)$$

где  $k_{с.о} = 0$  — при густой сети трещин, полностью расчленяющих массив;  $k_{с.о} = 0,01 \div 0,1$  — при закрытых макротрещинах;  $k_{с.о} = 0,05 \div 0,2$  — при микротрещиноватости.

Сцепление горных пород в массиве по плоскостям ослабления также зависит от характера ослабления. При поверхности ослабления, представленной сетью микротрещин,  $K_{сц.м} \leq (0,6 \div 0,9) K_{сц.л}$ , по контактным поверхностям  $K_{сц.м} \leq (0,05 \div 0,25) K_{сц.л}$  и, наконец, по плоскостям пластовой и текущей отделимости  $K_{сц.м} = (0,01 \div 0,2) K_{сц.л}$ .

Считается, что угол внутреннего трения  $\phi$  в массиве в условиях одноосного сжатия не превышает  $40-50^\circ$ , в условиях объемного напряженного состояния  $30-40^\circ$ . Для глинистых прослоек  $\phi$  принимают равным  $18-20^\circ$ .

Для количественной оценки трещиноватости можно использовать также скорости прохождения упругих колебаний (см. раздел 2.10).

## 2.9. Упругие колебания и акустические параметры пород

Упругие колебания — это процесс распространения в породе знакопеременных упругих деформаций ее частиц. Очевидно, что частота этих колебаний может быть самой различной в зависимости от частоты генератора, возбуждающего колебания, и частоты собственных колебаний тела.

Волновое уравнение, описывающее процесс распространения упругих колебаний, может быть представлено в следующем виде:

$$v^2 \nabla^2 u = \frac{\partial^2 u}{\partial t^2}, \quad (2.82)$$

где  $\nabla = \partial/\partial x + \partial/\partial y + \partial/\partial z$  — оператор Лапласа;  $v$  — скорость распространения упругих колебаний;  $u$  — упругое смещение частиц породы;  $t$  — время.

Упругие волны по частоте колебаний подразделяют на инфразвуковые — с частотой до 20 Гц, гиперзвуковые — более  $10^{10}$  Гц, звуковые — 20—20 000 Гц, ультразвуковые — более 20 000 Гц. Частота гиперзвуковых колебаний приближается к частоте тепловых колебаний молекул ( $10^{13}$  Гц).

Волны низкой частоты, вызванные ударом, взрывом, землетрясением и т. д., быстро затухающие и распространяющиеся в земной коре, носят название сейсмических.

Так как упругие волны представляют собой распространение в веществе деформаций, то в зависимости от их вида выделяют волны различных типов. Деформации попеременного объемного сжатия и растяжения обуславливают распространение в веществе продольных упругих колебаний. Продольные волны распространяются в любой среде — газах, жидкостях и твердых телах, так как все вещества обладают сопротивлением объемному сжатию. Именно продольные волны вызывают звуковые явления. Распространение попеременных деформаций сдвига в среде вызывает поперечные упругие волны. Последние присущи только твердым телам, ибо в жидкостях и газах сопротивления сдвигу отсутствуют.

Эти два типа волн распространяются по всему объему породы и поэтому называются объемными.

Частицы тела, в частности горной породы на поверхности, находятся в особом состоянии, так как встречают меньшее сопротивление своим перемещениям в сторону свободной поверхности. В результате на поверхности возникают плоские поверхностные волны, которые характеризуются движением частиц, образующим траекторию в виде эллипса. В этом случае каждая частица породы совершает двойное колебание — вдоль и поперек направления движения волны. Если частицы колеблются по траекториям в вертикальной плоскости, эти волны называют волнами Рэлея, если в горизонтальной плоскости — волнами Лява. Поверхностные волны присущи только твердым телам.

Для образцов пород типа стержней различают еще крутильные и изгибные волны.

Характер распространения упругих колебаний в горных породах определяется их акустическими параметрами. К ним относятся скорости распространения упругих волн, коэффициенты поглощения и волновое сопротивление (см. приложение 6—10). Породы характеризуются также различными коэффициентами отражения и преломления упругих волн.

Обычно под скоростью волны понимают скорость распространения фронта волны. Фронт волны — это геометрическое место точек среды, в которых в рассматриваемый момент времени фаза волны имеет одно и то же значение.

Скорости распространения упругих волн в неограниченной абсолютно упругой изотропной среде можно определить по формулам, выведенным из волновых уравнений. Так, скорость упругой волны в тонком стержне породы

$$v_{ст} = \sqrt{\frac{E}{\rho}}. \quad (2.83)$$

Скорость продольной волны в массиве

$$v_p = \sqrt{\frac{\lambda' + 2G}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{(1-\nu)}{(1+\nu)(1-2\nu)}}. \quad (2.84)$$

Если  $\nu = 0,25$ ,  $v_p = 1,1 \sqrt{E/\rho}$ .

Скорость продольной упругой волны в тонкой пластине породы

$$v_{пл} = \sqrt{\frac{E}{\rho(1-\nu)^2}}.$$

Если  $\nu = 0,25$ , то  $v_{пл} \approx 1,33 \sqrt{E/\rho}$ .

Скорость распространения поперечной упругой волны

$$v_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{2\rho(1+\nu)}}. \quad (2.85)$$

Если  $\nu = 0,25$ ,  $v_s \approx 0,63 \sqrt{E/\rho}$ .

Скорость поверхностной волны

$$v_L = \frac{0,87 + 1,12\nu}{1 + \nu} \sqrt{\frac{G}{\rho}}. \quad (2.86)$$

Если  $\nu = 0,25$ , то  $v_L = 0,92 v_s \approx 0,58 \sqrt{E/\rho}$ .

При этом всегда наблюдается следующее соотношение скоростей:

$$v_p > v_s > v_L.$$

Отношение скорости продольных волн к скорости поперечных в породах является только функцией коэффициента Пуассона

$$\frac{v_p}{v_s} = \sqrt{2 \frac{1-\nu}{1-2\nu}}. \quad (2.87)$$

При изменении  $\nu$  от 0,1 до 0,45  $v_p/v_s$  возрастает от 1,5 до 3,3. Поэтому  $v_p/v_s$  в кристаллических изверженных и метаморфических породах в большинстве случаев находится в пределах от 1,7 до 1,9. Более значительные колебания  $v_p/v_s$  наблюдаются в осадочных породах — от 1,5 до 14. Это объясняется низкими сопротивлениями сдвигу, присущими малопрочным и пористым породам ( $\nu \rightarrow 0,5$ ). Очень велико  $v_p/v_s$  для глинистых пород, а в рыхлых породах это отношение стремится к бесконечности.

Таким образом, скорость распространения упругих волн в горных породах определяется их упругими свойствами и плотностью. Она практически не зависит от частоты, что позволяет использовать для исследований любые частоты колебаний.

Распространение упругих волн в горных породах так же, как и в любом веществе, сопровождается постепенным уменьшением их интенсивности по мере удаления от источника излучения.

Интенсивность колебаний в большинстве случаев уменьшается по следующим причинам:

1) поглощение части энергии упругих колебаний породой и превращение ее в тепловую, обусловленное взаимным трением (неидеальной упругостью) частиц породы, совершающих колебательные движения;

2) рассеивание акустической энергии на неоднородностях породы (порах, трещинах, включениях и т. д.) в разных направлениях.

Амплитуда упругих колебаний  $u$  связана с пройденным волной расстоянием  $x$  экспоненциальной зависимостью

$$u = u_0 e^{-\theta x}, \quad (2.88)$$

где  $\theta$  — коэффициент поглощения,  $1/\text{м}$ .

Коэффициент поглощения упругих колебаний зависит как от свойств породы (упругих, тепловых и коэффициента внутреннего трения), так и от частоты колебаний. Для однородных тел и монокристаллов поглощение акустических волн определяется вязкостью и теплопроводностью тел. Как и для жидкостей, в этом случае зависимость коэффициента поглощения  $\theta$  продольной упругой волны от частоты  $\omega = 2\pi f$  квадратичная (формула Стокса — Кирхгофа):

$$\theta = \frac{2}{3} \frac{\omega^2 \eta}{v^3 \rho}, \quad (2.89)$$

где  $\eta$  — коэффициент вязкости (внутреннее трение породы), Па·с.

Однако эксперименты показывают, что зависимость  $\theta$  от частоты для большинства пород не квадратичная, а скорее линейная. Линейность между  $\theta$  и  $f$  наблюдалась у каменного угля, каменной соли, сухого песка, гранитов и т. д. Можно полагать, что поглощение в таких породах обусловлено не столько их вязкостью, сколько диффузионным рассеиванием.

В глинистых и суглинистых породах коэффициент  $\theta$  пропорционален  $\lg f$ .

Коэффициент поглощения всегда больше в тех породах, в которых скорость упругих колебаний меньше (см. приложение 11).

В некоторых случаях поглощение упругих колебаний оценивают безразмерным показателем, так называемым логарифмическим декрементом затухания  $D$ :

$$D = \frac{\theta v}{f}. \quad (2.90)$$

Декремент затухания более стабилен по отношению к изменению частоты колебаний, чем коэффициент поглощения. Отношение  $D/\pi$  называется коэффициентом механических потерь, а обратная ему величина — добротностью.

В расчетах часто используют произведение плотности породы на скорость упругой волны в ней. Этот показатель  $z$  носит назва-

ние удельного волнового сопротивления (удельный акустический импеданс) и в сущности является отношением давления волны  $p$  к мгновенной скорости колеблющихся частиц  $v'$  (см. приложение 10):

$$z = \frac{p}{v'} = \rho v. \quad (2.91)$$

Волновое сопротивление пород определяет их способность отражать и преломлять упругие волны. Отражение и преломление последних происходят либо на границе между горными породами, обладающими различными акустическими свойствами, либо при переходе упругих волн из внешней среды в породу, и наоборот. К преломлению и отражению упругих волн в первом приближении можно применить общеизвестные законы геометрической оптики.

Коэффициентом отражения  $K_3$  называют отношение энергии отраженной волны  $A_o$  к энергии падающей волны  $A_n$ :

$$K_3 = \frac{A_o}{A_n}. \quad (2.92)$$

При этом углы падения  $\delta_n$  и отражения  $\delta_o$  звуковой волны от границы раздела равны (см. рис. 2.26).

Коэффициент отражения  $K_3$  в случае нормального падения волны можно выразить также через удельные волновые сопротивления — чем больше разница в волновых сопротивлениях сред, тем больше энергии отражается:

$$K_3 = \left( \frac{z_1 - z_2}{z_1 + z_2} \right)^2. \quad (2.93)$$

При переходе из среды с малым волновым сопротивлением в среду с большим волновым сопротивлением основная часть звуковой энергии отражается. Так, при переходе упругих колебаний из воздуха в воду отражается 99,8% их энергии, а при переходе из воды в породу — около 85%.

Угол падения  $\delta_n$  и угол преломления  $\psi$  упругой волны, проникшей в горную породу, подчиняются закону Снеллиуса, согласно которому эти углы находятся в определенном соотношении со скоростью упругой волны в первой  $v_1$  и второй  $v_2$  средах:

$$\frac{\sin \delta_n}{\sin \psi} = \frac{v_1}{v_2}. \quad (2.94)$$

Отношение  $v_1/v_2 = n$  называется коэффициентом преломления упругой волны относительно первой среды.

Так как скорости различных типов волн различны, в результате прохождения упругой волны в породе происходит ее разделение по направлениям на продольные и поперечные.

Если упругая волна падает на границу раздела перпендикулярно, происходит только отражение. При угле падения  $\delta_n > 0^\circ$  происходит как отражение, так и преломление упругой волны. Постепенно увеличивая угол  $\delta_n$ , можно добиться такого момента, когда произойдет полное внутреннее отражение (угол преломления  $\psi = 90^\circ$ ) сначала продольной —  $\psi_p = 90^\circ$  (первый критический угол падения  $\delta_n'$ , рис. 2.26,2), а затем и поперечной волны —  $\psi_s = 90^\circ$  (второй критический угол падения  $\delta_n'' > \delta_n'$ , рис. 2.26,3).

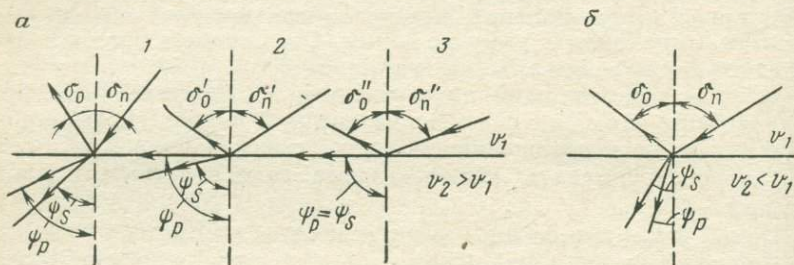


Рис. 2.26. Преломление и отражение упругой волны на границе раздела двух сред: а — при условии  $v_2 > v_1$ : 1 — общий случай; 2 — момент внутреннего отражения продольной волны; 3 — момент внутреннего отражения поперечной волны; б — при условии  $v_2 < v_1$

Если звуковая волна отражается от поверхности, то в волновом поле перед этой поверхностью происходит интерференция — наложение падающей волны на отраженную. При этом решающее значение имеют угол падения волны и сдвиг фазы между падающей и отраженной волнами.

Сдвиг фазы определяется волновым сопротивлением отражающей среды. При совпадении отраженной и падающей волн по фазе происходит их суммирование и амплитуда суммарной волны значительно возрастает — появляются стоячие волны. Это явление широко используется на практике.

Скорость продольных волн возрастает с увеличением модуля Юнга пород и коэффициента Пуассона. Так, с изменением коэффициента Пуассона от 0,1 до 0,4 величина  $v_p$  возрастает примерно на 45%. Скорость поперечных волн также возрастает с увеличением  $E$ , но уменьшается с ростом  $\nu$  (примерно в 1,2 раза при изменении  $\nu$  от минимальных до максимальных значений). Поэтому максимальные скорости упругих волн наблюдаются у малопористых пород, сложенных из темноцветных минералов, имеющих большой модуль Юнга. Так, например, скорость продольных волн в габбро, перидотитах, базальтах, скарнах достигает 6000—7000 м/с.

Акустические свойства многофазных пород обусловлены акустическими параметрами фаз (табл. 2.5).

Поскольку пористость сильно снижает модуль Юнга пород, в пористых породах уменьшается и скорость упругих волн (рис. 2.27). Так, для доломитов установлена следующая корреляционная зависимость  $v_p$  (в м/с) от пористости  $P$  (в %):

$$v_p = 5430 - 107P. \quad (2.95)$$

В слоистых породах наблюдается различная скорость упругих волн вдоль и поперек напластования, причем всегда  $v_{\parallel} > v_{\perp}$  (табл. 2.6).

Если порода состоит из слоев различных типов, то скорость упругих волн перпендикулярно к напластованию в простейшем случае (при равных удельных волновых сопротивлениях слоев)

Рис. 2.27. Зависимость скорости продольных упругих волн известняков от пористости

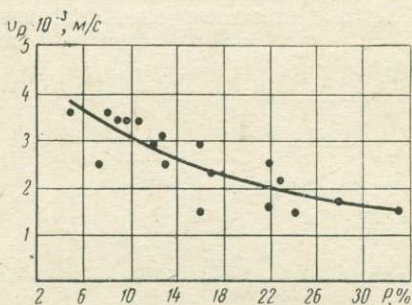


Таблица 2.5

Акустические параметры слагающих горную породу фаз

Фаза	Плотность $\rho_0$ , кг/м <sup>3</sup>	Скорость продольной волны $v_p$ , м/с	Коэффициент поглощения $\Theta$ , 1/м	
			$f = 10^5$ Гц	$f = 10^7$ Гц
Вода	1000	1485	$8,5 \cdot 10^{-5}$	$8,5 \cdot 10^{-1}$
Воздух	1,29	331	$1,24 \cdot 10^{-1}$	$1,24 \cdot 10^3$
Лед	918	3200—3300	—	—

Таблица 2.6

Скорость продольных упругих волн в слоистых породах

Порода	Скорость продольной волны $v_p$ , м/с		Коэффициент анизотропии
	Вдоль напластования $v_{\parallel}$	Поперек напластования $v_{\perp}$	
Известняк	5300	5100	1,04
Песчаник	3800	3200	1,19
Мергель	4300	3900	1,10
Серпентинит	4600	3800	1,18

может быть вычислена по суммарному времени прохождения волн через все слои:

$$\frac{1}{v_{\perp}} = \sum_{i=1}^n \frac{l_i}{v_i}, \quad (2.96)$$

где  $l_i$  — относительные толщины слоев, в которых скорости звуковых волн составляют соответственно  $v_i$ .

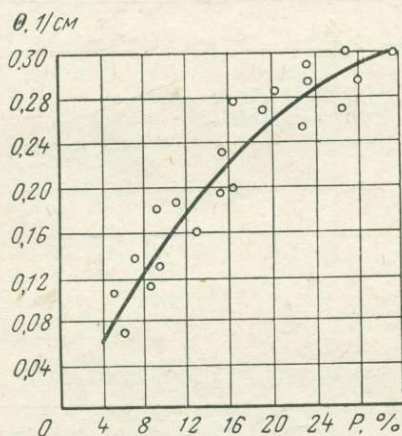


Рис. 2.28. Зависимость коэффициента поглощения  $\theta$  известняков от пористости

Скорость звуковых волн вдоль слоев (при тех же условиях)

$$v_{\parallel} = \sum_{i=1}^n v_i S_i, \quad (2.97)$$

где  $S_i$  — относительная площадь слоев в поперечном сечении. Переходя к объемам, можно написать:

$$\frac{1}{v_{\perp}} = \sum_{i=1}^n \frac{V_i}{v_i}; \quad (2.98)$$

$$v_{\parallel} = \sum_{i=1}^n V_i v_i. \quad (2.99)$$

Коэффициент анизотропии скоростей упругих волн в осадочных породах составляет 1,1—1,3.

На скорость волн оказывают влияние также размеры зерен, слагающих породу. Как правило, скорость упругих колебаний в тонкозернистых породах больше, чем в крупнозернистых.

Скорость упругих колебаний в породах определяет такие их свойства, как удельное волновое сопротивление  $z$ , коэффициент поглощения  $\theta$ , коэффициенты отражения  $K_z$  и преломления  $n$  (с ростом  $v$  возрастают  $z$  и  $K_z$ , уменьшаются  $\theta$  и абсолютное значение  $n$ ).

Поэтому, например, поглощение упругих волн вдоль слоистости всегда меньше, чем поперек, а с увеличением пористости и размеров зерен пород происходит увеличение  $\theta$  (рис. 2.28). Неодинаково также поглощение различных типов волн.

Рыхлые породы практически не оказывают сопротивления сдвиговым усилиям, величина которых определяется внутренним трением, поэтому в них, подобно жидкостям, могут распространяться только продольные волны. В соответствии с этим, чем больше нарушенность массива пород (трещиноватость, выветрелость и т. д.), т. е. чем больше он приближается к рыхлому состоянию, тем меньше скорость поперечных волн и тем больше их поглощение.

## 2.10. Упругие колебания в массивах горных пород

Основной областью практического применения акустических свойств пород является получение информации о состоянии и свойствах пород и массивов. При этом большое значение приобретают законы распространения и поглощения упругих колебаний в массивах горных пород.

При исследовании массивов пород выделяют пластовую  $v_{пл}$ , среднюю  $v_{ср}$  граничную  $v_l$  и кажущуюся  $v_k$  скорости распространения упругих волн.

Пластовая скорость — это истинная скорость распространения упругих волн в каждом пласте изучаемого геологического разреза. Средняя скорость равна скорости распространения упругих колебаний перпендикулярно ко всем имеющимся пластам на данном разрезе массива. Эта скорость определяется по формуле (2.96). Граничная скорость представляет собой скорость распространения преломленной упругой волны вдоль преломляющей упругую волну границы при  $\psi = 90^\circ$ . Она содержит информацию о свойствах пород, лежащих ниже этой границы.

Распространение упругих волн в массивах чаще всего наблюдают вдоль определенных профилей, называемых сейсмическими. Скорость распространения колебаний упругих волн, вычисленная по длине этого профиля делением расстояния от пункта возбуждения колебаний до изучаемой точки на время прихода упругой волны в эту точку без учета реального пути, пройденного волной, называется кажущейся скоростью упругих волн.

График зависимости времени прихода упругих волн  $t$  к изучаемым пунктам профиля от их расстояния  $x$  до пункта возбуждения колебаний называется годографом упругих волн.

Волна, приходящая к изучаемой точке непосредственно от пункта возбуждения, называется прямой. Годограф такой волны — прямая линия, выходящая из начала координат. Скорость упругих волн в массиве по годографу прямых волн (рис. 2.29) определяют по формуле

$$v = \frac{\Delta x}{\Delta t}. \quad (2.100)$$

Годограф отраженных волн представляет собой гиперболу, причем при  $x = 0$   $t = t_0 > 0$ , так как упругая волна

должна дойти до границы двух сред, отразиться от нее и вернуться к сейсмоприемнику (рис. 2.30, а).

Скорость упругих волн по годографу отраженных волн может быть подсчитана способом постоянной разности (рис. 2.30, б):

$$v_1 = \sqrt{2m \frac{\Delta x}{\Delta u}}, \quad (2.101)$$

где  $m$  — произвольно взятое постоянное расстояние на оси абсцисс годографа, которому соответствует время прихода упругих колебаний  $t_2$  и  $t_1$ ;  $u = t_2^2 - t_1^2$  — некоторая функция.

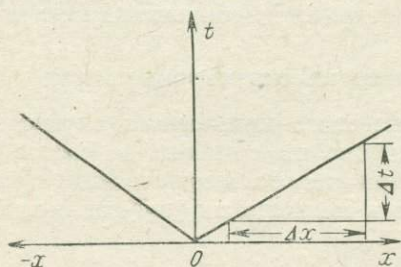
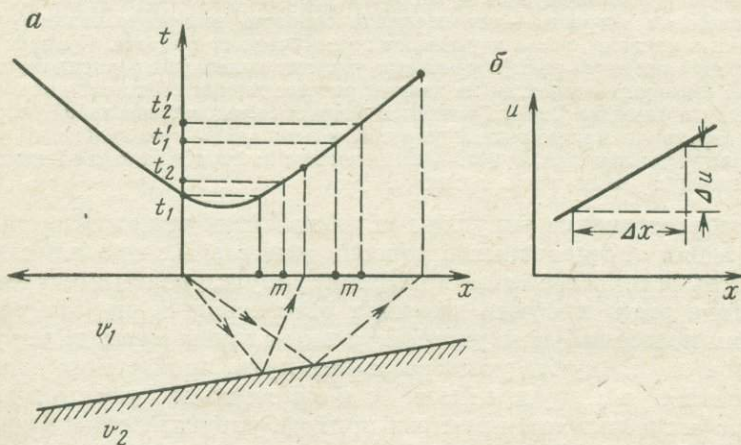


Рис. 2.29. Годограф прямых волн

Рис. 2.30. Годограф отраженных волн (а) и график к расчету скорости упругих волн  $v_1$  в массиве (б)



На годографе берут несколько пар точек  $t_1$  и  $t_2$ ,  $t_1'$  и  $t_2'$  и т. д. (см. рис. 2.30, а), соответствующих началу и концу одинаковых отрезков  $m$ , отложенных на оси абсцисс.

Для каждой пары времен находят функцию  $u$  и строят график  $u = f(x)$ . Далее берут приращение  $\Delta u$  для какого-нибудь  $\Delta x$  и находят  $v$  по формуле (2.101).

Если скорость волн в нижележащем пласте  $v_2$  больше, чем в вышележащем, возможно явление полного внутреннего отражения. В этом случае на поверхность массива выходит так называемая головная преломленная упругая волна. Годограф такой волны представляет собой прямую линию (рис. 2.31)

По этому годографу можно определить скорость упругих волн в ниже-лежащей среде  $v_2$ , которая примерно равна граничной скорости  $v_r$ .

Для этого чаще всего используют так называемые встречные годографы, полученные на одном и том же участке профиля с двух противоположных пунктов возбуждения колебаний (см. рис. 2.31).

Тогда для массива с горизонтальной слоистостью

$$v_2 = v_r = 2 \frac{\Delta x}{\Delta \theta_p}, \quad (2.102)$$

где  $\theta_p = t_1(x) - t_2(x) + T$  — разностный годограф;  $t_1(x)$  и  $t_2(x)$  — времена прихода головных преломленных волн в точку  $x$  по первому и второму годо-

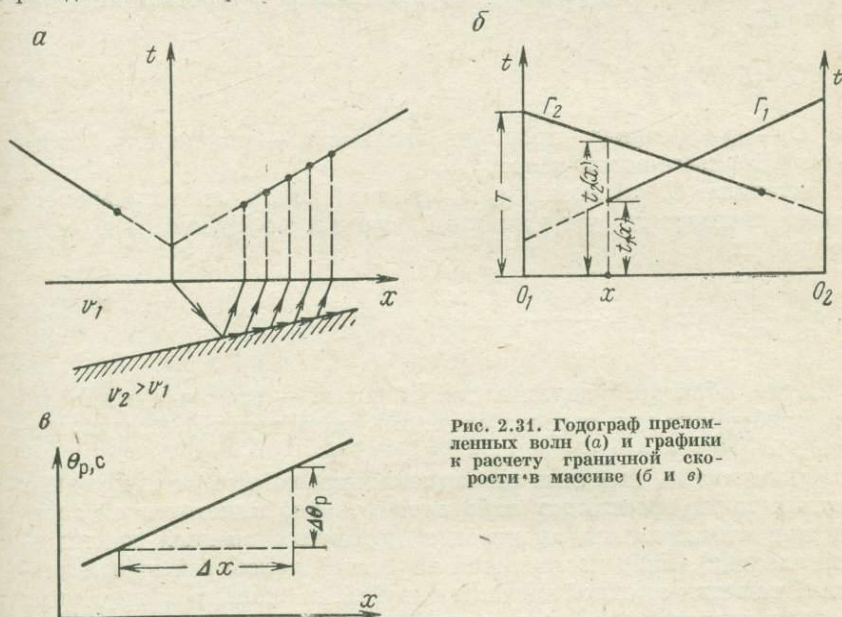


Рис. 2.31. Годограф преломленных волн (а) и графики к расчету граничной скорости в массиве (б и в)

графам;  $T$  — время прихода волны из первой точки возбуждения упругих колебаний  $O_1$  во вторую точку  $O_2$ .

Построив график  $\theta_p = f(x)$ , на нем берут произвольные отрезки  $\Delta x$  и  $\Delta \theta_p$  и по формуле (2.102) находят  $v_2$ .

Полученные значения скоростей упругих колебаний в массивах пород позволяют оценить, в частности, их нарушенность.

Как известно, с увеличением трещиноватости пород скорость волн в них значительно уменьшается. Поэтому если замерена скорость прохождения звука в монолитном образце породы  $v_1$  и в массиве  $v_2$ , то практически всегда  $v_2 < v_1$ , а отношение  $v_2/v_1$  может служить характеристикой нарушенности массива. Так, в качестве акустического показателя степени трещиноватости массива  $A_i$  можно использовать отношение квадратов соответствующих скоростей.

### 3. Тепловые свойства пород

#### 3.1. Распространение и накопление тепла

Поглощение породами тепла всегда сопровождается повышением кинетической энергии молекул и атомов и фиксируется изменением температуры породы. Амплитуда колебаний молекул и ионов с ростом температуры увеличивается. При этом наблюдается прямо пропорциональная зависимость между теплом  $dQ$ , переходящим во внутреннюю энергию тела, и приростом температуры  $dT$ :

$$dQ = C dT, \quad (3.1)$$

где  $C$  — коэффициент пропорциональности — показатель, называемый теплоемкостью тела.

Величина  $C$ , отнесенная к единице массы  $m$  нагреваемого объема, называется удельной теплоемкостью породы  $c$ :

$$c = \frac{C}{m} \quad \text{или} \quad c = \frac{dQ}{dTm}. \quad (3.2)$$

Таким образом, удельная теплоемкость — это количество тепла, требуемого для нагрева единицы массы породы на один градус.

Как известно, передача тепла (теплопроводность) в однородных твердых телах происходит либо путем обмена кинетической энергии при столкновении электронов (диффузия средней кинетической энергии), либо постепенной передачей колебаний кристаллической решетки от одной частицы к другой, поскольку между ними имеются значительные силы связей.

Первый тип теплопроводности носит название электронной. Он характерен в основном для токопроводящих сред — металлов и полупроводников.

Второй тип теплопроводности можно отождествить с особым видом упругих колебаний частиц кристаллической решетки. Согласно квантовой теории, эти колебания могут быть описаны посредством квазичастиц — фононов (по аналогии с фотонами электромагнитного поля). Фононы — это кванты поля колебаний кристаллической решетки.

Поэтому второй тип теплопроводности часто называется фононным. Каждый фонон, подобно фотону, обладает энергией, равной  $hf$ , где  $h$  — постоянная Планка,  $f$  — частота тепловых колебаний, Гц.

Передача тепла в горных породах в основном фононная. Однако в рудах существенное значение имеет и электронная составляющая теплопроводности.

Количество тепла  $dQ$ , переходящего от одной плоскости образца с температурой  $T_1$  к другой с  $T_2$  через площадку  $\Delta S$  за время  $dt$ , равно

$$dQ = \lambda \frac{\Delta T}{\Delta x} \Delta S dt, \quad (3.3)$$

где  $\lambda$  — коэффициент теплопроводности данного вещества;  $\Delta T/\Delta x$  — градиент температуры вдоль оси  $x$ .

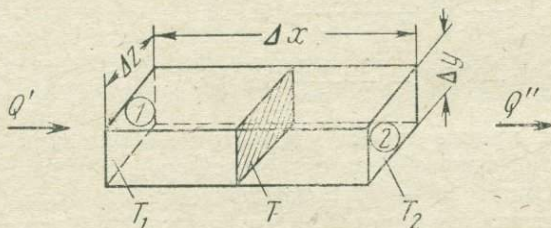


Рис. 3.1. Элементарный параллелепипед в среде, через которую проходит тепловой поток

Параметр  $dQ/\Delta S dt$ , выражающий количество тепла, протекающего в единицу времени через площадку  $\Delta S$ , называется удельным тепловым потоком  $q$ .

Таким образом, коэффициент теплопроводности пород  $\lambda$  определяет количество тепла, проходящего через единицу площади в единицу времени при градиенте температуры, равном единице:

$$\lambda = \frac{q}{\text{grad } T}. \quad (3.4)$$

Так как фоновая теплопередача осуществляется посредством упругих колебаний частиц, существует связь между коэффициентом теплопроводности и скоростью распространения упругих колебаний в породах, которая в физике твердого тела выражается следующей формулой:

$$\lambda = \frac{1}{3} cv\rho l_{\phi}, \quad (3.5)$$

где  $c$  — удельная теплоемкость породы при постоянном объеме;  $v$  — средняя скорость упругих волн в породе;  $\rho$  — плотность породы;  $l_{\phi}$  — средняя длина свободного пробега фононов (для NaCl  $l_{\phi} = 6,8 \cdot 10^{-10}$  м; для SiO<sub>2</sub>  $l_{\phi} = 25 \cdot 10^{-10}$  м).

Уравнение распространения тепла и распределения температур в породе наиболее просто выводится для одномерного теплового потока (рис. 3.1).

Если  $T$  — температура в центре параллелепипеда породы с размерами  $\Delta x$ ,  $\Delta y$ ,  $\Delta z$ , то температуру в любом его сечении можно выразить через градиент температуры  $\partial T/\partial x$ .

Так, для граней 1 и 2 соответственно:

$$T_1 = T + \frac{1}{2} \frac{\partial T}{\partial x} \Delta x;$$

$$T_2 = T - \frac{1}{2} \frac{\partial T}{\partial x} \Delta x. \quad (3.6)$$

Потоки тепла через грани 1 и 2 могут быть записаны так:

$$Q' = \lambda \Delta y \Delta z \frac{\partial}{\partial x} \left( T + \frac{1}{2} \frac{\partial T}{\partial x} \Delta x \right) \partial t;$$

$$Q'' = \lambda \Delta y \Delta z \frac{\partial}{\partial x} \left( T - \frac{1}{2} \frac{\partial T}{\partial x} \Delta x \right) \partial t. \quad (3.7)$$

$$Q'' = \lambda \Delta y \Delta z \frac{\partial}{\partial x} \left( T - \frac{1}{2} \frac{\partial T}{\partial x} \Delta x \right) \partial t. \quad (3.8)$$

Если все прочие грани рассматриваемого параллелепипеда не участвуют в теплообмене с внешней средой (надежно изолированы), то разница  $Q' - Q''$  будет представлять собой количество тепла, поглощенного породой. Она может быть выражена через теплоемкость:

$$Q' - Q'' = c\rho \Delta x \Delta y \Delta z \partial T. \quad (3.9)$$

Поэтому запись дифференциального уравнения теплопроводности Фурье для одномерного теплового потока имеет вид

$$\frac{\lambda}{c\rho} \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} = \frac{\partial T}{\partial t}. \quad (3.10)$$

Это уравнение характеризует нестационарный тепловой поток через породу, приводящий к изменению температуры породы во времени. Для объемного теплового потока это уравнение приобретает следующий вид:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = a \nabla^2 T, \quad (3.11)$$

где  $a = \lambda/c\rho$  — температуропроводность породы,  $\text{м}^2/\text{с}$ ;  $\nabla^2$  — оператор Лапласа:

$$\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}. \quad (3.12)$$

Температуропроводность характеризует скорость распространения изотермической поверхности в породе.

Скорость нагрева породы не связана однозначно со скоростью передачи в ней тепла, поэтому по теплопроводности породы еще нельзя судить о скорости ее нагрева. Последняя, как известно, зависит и от теплоемкости породы. Именно это отражает параметр температуропроводности.

Если в породе имеются внутренние источники тепла мощностью  $Q_B$ , то

$$\frac{\partial T}{\partial t} = a \nabla^2 T + \frac{Q_B}{c\rho}. \quad (3.13)$$

Если в исследуемом объеме породы отсутствует поглощение тепла (т. е.  $Q' = Q''$ ), то уравнение теплопроводности (3.10) примет вид

$$\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} = 0 \quad (3.14)$$

или в общем виде

$$\nabla^2 T = 0.$$

Это уравнение носит название уравнения Лапласа. Процесс, им описываемый, является стационарным, неизменным во времени. Тепловые потоки в горных породах, как правило, нестационарны.

Решение дифференциальных уравнений теплопроводности для нестационарных потоков типа (3.11)—(3.13) возможно только в случае установления определенных начальных и граничных условий. К начальным условиям относится исходное распределение температур в начальный момент процесса, к граничным — температура на граничных поверхностях породы (граничные условия 1-го рода), интенсивность теплового потока (граничные условия 2-го рода) и др.

Решать дифференциальные уравнения теплопроводности необходимо при определении тепловых свойств пород, исследовании процессов их термобурения, при выявлении распределения температуры в целиках пород и в стенках выработок, с целью их проветривания и предупреждения пожаров и т. д.

Если тепло проходит через какую-то граничную поверхность из одной породы в другую, имеющую отличные от первой тепловые свойства, то такой процесс называется теплопередачей. Количество тепла, прошедшего из одной породы в другую, определяется по формуле

$$\Delta Q = k_T \Delta T \Delta S \Delta t, \quad (3.15)$$

где  $k_T$  — коэффициент теплопередачи, зависящий от свойств соприкасающихся тел, Вт/(м<sup>2</sup>·К).

Теплопередача происходит при распространении теплового потока перпендикулярно к слоистости и трещиноватости пород, на контактах вмещающих пород с полезным ископаемым и т. д. Она возможна не только между породами, но и между жидкостью, газами и породой. В этом случае имеет место теплоотдача, которая характеризуется параметром — коэффициентом теплоотдачи. Теплоотдачу важно знать, например, при расчетах проветривания и теплового режима глубоких шахт, а также процессов термобурения и т. д.

Коэффициент теплоотдачи является не только функцией свойств контактирующих веществ, но и их состояния, скорости относительного перемещения и т. д.

Тепло, поглощенное горной породой, расходуется кроме ее нагрева еще и на внешнюю работу, связанную в основном с тепловым расширением. Тепловое расширение твердых тел вызвано

зависимостью сил связей атомов в решетке от направления их смещения. Так как атомы легче смещаются в сторону удаления друг от друга, чем сближения, то при нагреве происходит смещение центра равновесия колеблющихся атомов, что выражается в расширении тел.

Связь между повышением температуры  $dT$  и расширением породы  $dL$  можно выразить уравнением

$$dL = \alpha L dT, \quad (3.16)$$

где  $\alpha$  — коэффициент линейного теплового расширения, характеризующий способность породы расширяться,  $\frac{1}{K}$ ;  $L$  — первоначальная длина образца.

Аналогичная формула описывает объемное расширение пород:

$$dV = \gamma_T V dT, \quad (3.17)$$

где  $\gamma_T$  — коэффициент объемного теплового расширения.

### 3.2. Теплоемкость

Удельная теплоемкость минералов и пород изменяется от 0,4 до 2 кДж/(кг·К), обычно она выше удельной теплоемкости металлов (см. приложение 17).

Согласно правилу Дюлонга и Пти атомная теплоемкость элемента (произведение атомной массы элемента на его удельную теплоемкость в твердом состоянии) примерно постоянна и находится вблизи 25 Дж/(моль·К), т. е. существует обратная зависимость между атомной массой и теплоемкостью элементов.

У минералов, так же как и у элементов, с уменьшением их плотности наблюдается повышение удельной теплоемкости (рис. 3.2). При этом их объемная теплоемкость  $c_p$  изменяется в небольших пределах:

$$1,5 \cdot 10^3 \leq c_p \leq 3 \cdot 10^3, \text{ кДж}/(\text{м}^3 \cdot \text{К}). \quad (3.18)$$

Удельная теплоемкость плотной породы зависит только от ее минерального состава, она может быть рассчитана по формуле арифметического средневзвешенного

$$c_{cp} = \sum_{i=1}^n c_i m_i, \quad (3.19)$$

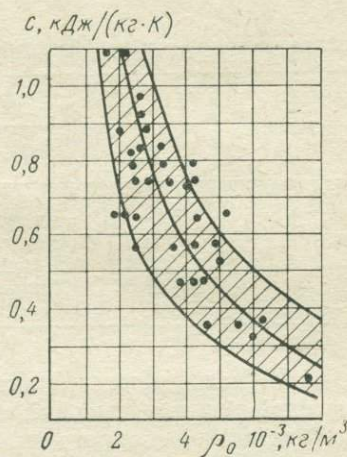
где  $m_i$  — относительное массовое содержание минерала с удельной теплоемкостью  $c_i$ .

Рудные минералы, как правило, имеют низкую теплоемкость, поэтому в рудосодержащих породах теплоемкость ниже по сравнению с безрудными породами.

Теплоемкость не зависит от того, в каком состоянии находится порода — в аморфном или в кристаллическом, например теплоемкости кристаллического и плавленого кварца одинаковы. Теплоемкость не зависит также и от всех прочих параметров строения породы — зернистости, слоистости и т. д.

Зависимость теплоемкости от пористости обусловлена значениями величин  $c$  воздуха и минералов.

Рис. 3.2. Корреляционная зависимость между удельной теплоемкостью  $c$  и плотностью  $\rho_0$  минералов (заштрихованная область — наиболее вероятные значения  $c$  и  $\rho_0$  минералов)



Объемная теплоемкость пористой породы определяется по правилу смешения:

$$(c\rho)_{\text{ср}} = c_0\rho_0(1 - P) + c_v\rho_v P. \quad (3.20)$$

Так как удельная теплоемкость воздуха  $c_v$  равна  $1 \text{ кДж}/(\text{кг} \times \text{К})$ , а плотность его  $\rho_v = 1,29 \text{ кг}/\text{м}^3$ , то  $c_v\rho_v \ll c_0\rho_0$  и

$$(c\rho)_{\text{ср}} = c_{\text{ср}} \approx c_0\rho_0(1 - P). \quad (3.21)$$

Таким образом, удельная теплоемкость пород практически не зависит от пористости  $P$ , объемная же с увеличением  $P$  уменьшается.

### 3.3. Теплопроводность и температуропроводность

Теплопроводность твердых тел весьма различна. Отношение показателей наибольшей и наименьшей теплопроводностей может достигать десятков тысяч.

Горные породы, как правило, являются плохими проводниками тепла, они занимают в ряду твердых тел сравнительно узкую полосу значений теплопроводности —  $0,1\text{--}7 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$  (см. приложение 18).

Теплопроводность пород намного ниже теплопроводности металлов, поскольку металлы имеют электронную теплопроводность, в то время как горные породы — в основном фононную. По этой же причине большей теплопроводностью [до 10—40 Вт/(м·К)] обладают рудные минералы — магнетит, пирит, гематит и др.

Несмотря на фононный характер теплопроводности, исключительно большое ее значение наблюдается у алмаза — до

Таблица 3.1

Сравнение теплопроводностей монокристаллов  $\lambda_1$  и поликристаллов  $\lambda_2$

Монокристалл	Теплопроводность, Вт/(м·К)			
	$\lambda_1$	Поликристалл	$\lambda_2$	$\lambda_1/\lambda_2$
Кварц	7,0—12	Кварцит	3,6	3,3—1,94
Кальцит	3,6	Мрамор	2,0	1,85
Галит	26,6	Каменная соль	7,2	3,73
Сильвин	21,5	Сильвинит	9,7	2,15

200 Вт/(м·К) вследствие небольшого количества дефектов в кристаллической решетке, высокой энергии решетки и, следовательно, большой длины свободного пробега фононов.

Из породообразующих минералов большим значением теплопроводности  $\lambda = [7—12 \text{ Вт/(м·К)}]$  обладает кварц. Поэтому для плотных малопористых безрудных пород (группа 1n) наблюдается повышение  $\lambda$  с увеличением содержания в них кварца.

Повышенную по сравнению с другими нерудными минералами теплопроводность имеют также гидрохимические осадки — каменная соль, сильвин, ангидрит, а пониженную — каменный уголь, асбест и другие породы.

При нарушении правильности строения кристаллической решетки передача тепловой энергии затруднена. Поэтому у чистых монокристаллов теплопроводность наибольшая, а в поликристаллических агрегатах она меньше (табл. 3.1).

В связи с этим наибольшие пределы изменения теплопроводности характерны для монокристаллов, а у полиминеральных горных пород она изменяется в значительно меньших пределах.

Теплопроводность пород определяется способностью минералов, слагающих породу, проводить тепло, и для статистических смесей минералов с хорошими контактными условиями пригодна формула логарифмического средневзвешенного

$$\lg \lambda_{\text{ср}} = \sum_{i=1}^n V_i \lg \lambda_i, \quad (3.22)$$

где  $\lambda_i$  — коэффициент теплопроводности минерала с относительным объемным содержанием  $V_i$  в породе.

В слоистых средах наблюдается большее значение коэффициента теплопроводности вдоль слоистости  $\lambda_{\parallel}$  по сравнению с измерениями ее перпендикулярно к слоистости  $\lambda_{\perp}$ .

Действительно, если порода состоит из  $i$  слоев с коэффициентами теплопроводности  $\lambda_i$ , то в случае стационарного теплового потока можно написать

$$\lambda_i = \frac{Q_i \Delta x_i}{t \Delta S_i \Delta T_i}. \quad (3.23)$$

Так как

$$\lambda_{\parallel} = \frac{Q \Delta x}{t \Delta S \Delta T}, \quad (3.24)$$

а

$$Q = \sum_{i=1}^n Q_i; \quad \Delta S = \sum_{i=1}^n \Delta S_i; \quad \Delta x_i = \Delta x,$$

то при условии  $\frac{\Delta T_i}{\Delta x_i} = \frac{\Delta T}{\Delta x}$  можно написать

$$Q = \sum_{i=1}^n \frac{1}{\Delta x} \lambda_i t \Delta S_i \Delta T \quad (3.25)$$

и

$$\lambda_{\parallel} = \sum_{i=1}^n \lambda_i V_i, \quad (3.26)$$

где  $V_i$  — относительный объем слоев, слагающих породу. Перпендикулярно к слоям

$$Q_{\perp} = Q_i; \quad S_{\perp} = S_i;$$

$$\Delta T = \sum_{i=1}^n \Delta T_i; \quad x = \sum_{i=1}^n x_i,$$

т. е.

$$\frac{\sum_{i=1}^n x_i}{\lambda_{\perp}} = \sum_{i=1}^n \frac{x_i}{\lambda_i},$$

или

$$\frac{1}{\lambda_{\perp}} = \sum_{i=1}^n \frac{V_i}{\lambda_i}. \quad (3.27)$$

Коэффициент анизотропии теплопроводности слоистых горных пород в среднем составляет 1,1—1,5 (табл. 3.2).

Анизотропией теплопроводности обладают не только породы, сложенные различными слоями, но и сланцеватые породы и минералы с хорошей спайностью. Так, у слюды вдоль спайности теплопроводность в 6 раз выше, чем поперек спайности; для

графита это отношение составляет 2 и более. Физическая сущность такого явления заключается в том, что частицы, входящие в кристаллическую решетку минерала, вдоль слоистости взаимодействуют интенсивнее, и наоборот, молекулярное движение перпендикулярно к плоскости спайности передается значительно хуже.

Теплопроводность пористых пород является сложной функцией всех их составляющих фаз (табл. 3.3).

Таблица 3.2  
Анизотропия теплопроводности пород

Порода	Коэффициент теплопроводности $\lambda$ , Вт/(м·К)		Коэффициент анизотропии $n_{ан}$
	Вдоль слоистости	Перпендикулярно к слоистости	
Кварцевый песчаник	5,7	5,5	1,06
Гнейс	3,1	2,2	1,44
Мрамор	3,1	3,0	1,02
Известняк	3,4	2,6	1,35

Таблица 3.3  
Тепловые свойства фаз, входящих в состав породы

Фаза	Коэффициент теплопроводности $\lambda$ , Вт/(м·К)	Удельная теплоемкость $c$ , кДж/(кг·К)
Лед	2,33	2,09
Вода	0,58	4,18
Воздух	0,023	1,00

Передача тепловой энергии в пористых породах может происходить как путем теплопроводности, так и путем конвекции заполнителя порового пространства.

Однако если размеры пор по сравнению с исследуемым объемом малы, то явление конвекции можно не учитывать. Можно не учитывать также явление передачи тепла излучением, если температура нагрева породы не превышает 1000 К.

Как известно, теплопроводность воздуха  $\lambda_{в}$  очень низка. Поэтому  $\lambda$  сухих пористых пород всегда ниже теплопроводности непористых пород. Так, например, теплопроводность песка в 6—7 раз меньше, чем теплопроводность плотного песчаника.

Исключительно большую роль играет форма пор в породе. Если поры в породе удлиненные (типа трещин), то теплопровод-

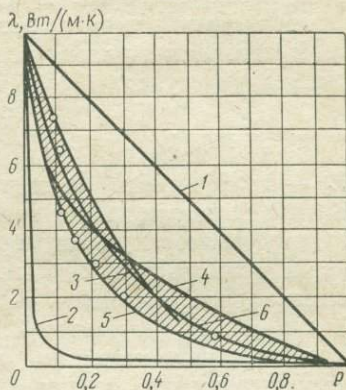
ность значительно уменьшается при расположении пор перпендикулярно к тепловому потоку.

В этом случае пригодна модель последовательного соединения звеньев с различной теплопроводностью. В связи с тем, что теплопроводность воздуха  $\lambda_a = 0,023 \text{ Вт/(м·К)}$ , можно получить формулу

$$\lambda_{\text{ср}}^{\perp} = \frac{\lambda_0}{(1-P) + 43,5P\lambda_0} \quad (3.28)$$

Рис. 3.3. Корреляционные зависимости коэффициента теплопроводности пород от пористости:

1 — при тепловом потоке вдоль трещин; 2 — при тепловом потоке перпендикулярно к трещинам; 3 —  $\lambda = \lambda_0 (1-P)^3$ ; 4 —  $\lambda = \lambda_0 \times (1 - \sqrt[3]{P})$ ; 5 —  $\lambda = \lambda_0 (1+P)^{-2}$ ; 6 —  $\lambda = \lambda_0 [1 - \sqrt{P(2-P)}]$ . (Заштрихованная область — наиболее вероятные экспериментальные данные)



Если тепловой поток направлен вдоль трещин, то поскольку  $\lambda_b \ll \lambda_0$ , будем иметь

$$\lambda_{\text{ср}}^{\parallel} \approx \lambda_0 (1-P), \quad (3.29)$$

где  $\lambda_0$  — коэффициент теплопроводности минерального скелета.

По уравнениям (3.28) и (3.29) можно определить предельные значения теплопроводности пород в зависимости от формы пор и трещин. В конкретных случаях могут иметь место различные средние зависимости, приведенные на рис. 3.3.

Для практических расчетов при величинах  $P$ , не превышающих 20%, можно пользоваться уравнением кубического типа

$$\lambda_{\text{ср}} = \lambda_0 (1-P)^3. \quad (3.30)$$

При малых значениях пористости хорошо согласуется с экспериментом формула типа

$$\lambda_{\text{ср}} = \lambda_0 [1 - \sqrt{P(2-P)}]. \quad (3.31)$$

Теплопроводности кристаллических  $\lambda_{\text{кр}}$  и аморфных  $\lambda_{\text{ам}}$  минералов значительно различаются. Как правило,  $\lambda_{\text{кр}} > \lambda_{\text{ам}}$ , причем  $\lambda_{\text{ам}} \leq 1,74 \text{ Вт/(м·К)}$ , ввиду чего можно заключить, что наличие стекловатой массы в породах понижает их теплопроводность.

Теплопроводность пород зависит от размеров зерен, из которых сложены породы. Как правило, происходит уменьшение

теплопроводности пород с уменьшением размеров зерен. Однако влияние размеров зерен наиболее существенно только при небольших их размерах. Это объясняется тем, что длина свободного пробега фононов определяется двумя факторами: рассеиванием фононов на фононах и рассеиванием фононов на границах кристаллов и зерен. Какой фактор будет преобладать, зависит от соотношения длины свободного пробега фононов  $l_{\phi}$  и размеров зерен  $d_{\text{ср}}$ . Если  $l_{\phi} \ll d_{\text{ср}}$ , коэффициент теплопроводности не зависит от размеров зерен, а зависит от температуры. При  $l_{\phi} \approx d_{\text{ср}}$  возрастает влияние размеров зерен на теплопроводность пород. В частности, для мрамора экспериментально установлена следующая формула:

$$\lambda = \lambda_0 \frac{d_{\text{ср}}}{d_{\text{ср}} + B}, \quad (3.32)$$

где  $\lambda_0$  — коэффициент теплопроводности монокристалла;  $B$  — отношение температурного градиента на одном контакте зерен к среднему температурному градиенту всего образца (для мрамора при температуре  $0^\circ \text{C}$  величина  $B = 0,0027$ ).

Температуропроводность — параметр, зависящий от значений  $\lambda$  и  $c$  пород (см. раздел 3.1). На ее величину влияют те же факторы, которые изменяют перечисленные параметры пород. Пределы изменения температуропроводности пород — порядка  $10^{-6}$ — $10^{-7}$  м<sup>2</sup>/с.

С увеличением плотности температуропроводность пород незначительно уменьшается.

### 3.4. Тепловое расширение

Коэффициенты линейного и объемного теплового расширения пород являются важнейшими теплофизическими характеристиками, обуславливающими способность пород трансформировать тепловую энергию в механическую, т. е. во внешнюю работу.

Коэффициент линейного теплового расширения  $\alpha$  пород уменьшается с увеличением энергии кристаллической решетки. Поэтому с увеличением плотности минералов в целом наблюдается некоторое уменьшение величины  $\alpha$ .

Высокими значениями  $\alpha$  обладают сера, каменная соль, слюда, флюорит, кварц.

Коэффициент объемного расширения  $\gamma_{\text{T}}$  полиминеральной горной породы определяется значениями  $\gamma_{\text{T}i}$  и величинами модулей всестороннего сжатия  $K_i$  слагающих ее минералов с относительным объемным содержанием  $V_i$ . Если порода при нагреве не разрушается, то

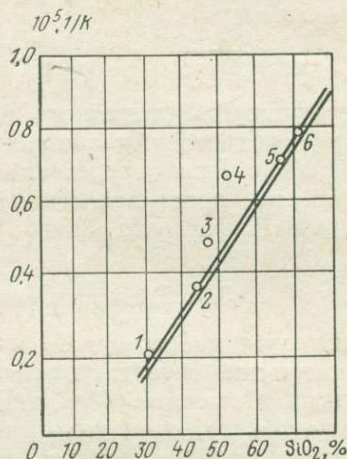
$$\gamma_{\text{T}} = \frac{\sum_{i=1}^n \gamma_{\text{T}i} K_i V_i}{\sum_{i=1}^n K_i V_i}. \quad (3.33)$$

Если же принять, что коэффициенты Пуассона всех слагающих породу минералов приблизительно одинаковы и  $\gamma_T \approx 3\alpha$ , то, используя связь между  $K_i$  и модулем Юнга  $E_i$ , для слоистой породы вдоль слоистости формулу (3.33) можно переписать так:

$$\alpha = \frac{\sum_{i=1}^n \alpha_i V_i E_i}{\sum_{i=1}^n E_i V_i} \quad (3.34)$$

Рис. 3.4. Зависимость коэффициента линейного теплового расширения пород от содержания в них кремнезема  $\text{SiO}_2$ :

1 — дунит; 2 — габбро; 3 — диорит; 4 — нефелиновый сиенит; 5 — гранит; 6 — кварцит



Таким образом, связь между коэффициентом термического расширения пород и минеральным составом осуществляется не непосредственно, а через произведение двух параметров  $\alpha E$ .

Большие значения параметра  $\alpha E$  присущи, например, кварцу. Вследствие этого высокие значения термического коэффициента расширения характерны для кварцитов ( $1,1 \cdot 10^{-5} 1/K$ ) и гранитов ( $0,8 \cdot 10^{-5} 1/K$ ).

Кристаллы и слоистые горные породы имеют различное тепловое расширение в разных направлениях. Для них  $\gamma_T \neq 3\alpha$ . Так, монокристалл кальцита при нагревании расширяется только в одном направлении, а в остальных направлениях он сокращается. Расширение кварца в одном из направлений превышает расширение его в других направлениях в 2 раза. Это приводит к особенностям поведения разных пород в температурных полях.

Выявлено влияние химического состава пород на их линейное расширение.

Так, исследование магматических пород нормального ряда от кислых к основным показывает, что с увеличением содержания  $\text{SiO}_2$  в породах величина  $\alpha$  возрастает (рис. 3.4).

Коэффициент линейного теплового расширения  $\alpha$  кварцитов увеличивается с увеличением размеров зерен. Это связано

с увеличением сил поверхностного натяжения при уменьшении размеров зерен.

Зависимость коэффициента линейного теплового расширения горных пород от пористости можно вывести, используя условную модель слоистой породы. При этом получается, что величина  $\alpha_{\parallel}$ , определенная вдоль плоской трещины, не зависит от ее объема:  $\alpha_{\parallel} = \alpha_0$ , а величина  $\alpha_{\perp}$ , определенная перпендикулярно к трещине, прямолинейно уменьшается с ростом ее ширины:

$$\alpha_{\perp} = \alpha_0 (1 - P). \quad (3.35)$$

В среднем

$$\alpha_{\text{ср}} = \alpha_0 \sqrt{1 - P}. \quad (3.36)$$

Коэффициенты линейного теплового расширения минералов в аморфном состоянии ниже, чем в кристаллическом (до  $3,8 \times 10^{-6}$  1/K). Для определения величины  $\alpha$  горной породы, состоящей из кристаллической и аморфной компонент, можно использовать формулу (3.34).

### 3.5. Тепловые свойства массивов

Теплопроводность сухого массива горных пород меньше теплопроводности образца из-за наличия дополнительных пустот и трещин в массиве. При этом коэффициент теплопроводности уменьшается за счет удлинения пути распространения тепла вследствие наличия трещин и уменьшения площади сечения, через которое передается тепловой поток.

Для массива, полностью насыщенного водой, приближенное среднее значение теплопроводности  $\lambda'_M$  равно:

$$\lambda'_M = \sqrt{\frac{\lambda_0^2 \lambda_B (1 - w) + \lambda_0 \lambda_B^2 w}{\lambda_0 w + \lambda_B (1 - w)}}, \quad (3.37)$$

где  $\lambda_0$  — теплопроводность минерального скелета массива пород при  $P = 0$ ;  $\lambda_B$  — теплопроводность воды;  $w$  — полная объемная влагоемкость массива с учетом дополнительной по сравнению с образцом трещиноватости.

Отношение  $\lambda'_M$  к теплопроводности сухого образца  $\lambda_L$  после преобразований равно:

$$\frac{\lambda'_M}{\lambda_L} = \sqrt{\frac{\lambda_0 \lambda_B (1 - w) + \lambda_B^2 w}{\lambda_0 [\lambda_0 w + \lambda_B (1 - w)] [1 - \sqrt{P(2 - P)}]^2}}. \quad (3.38)$$

Из этого выражения следует, что теплопроводность максимально увлажненного массива может быть как меньше, так и больше теплопроводности сухого образца.

В случае отсутствия дополнительной трещиноватости величина  $\lambda'_M$  всегда больше коэффициента теплопроводности  $\lambda_L$ , определенного в лабораторных условиях вследствие увлажнения массива.

Если пористость в образце практически отсутствует, а массив трещиноватый и влажный, то его коэффициент теплопроводности будет меньше коэффициента  $\lambda_d$ .

Удельная теплоемкость массива горных пород  $c_m$  отличается от удельной теплоемкости  $c_d$  сухих образцов из-за наличия дополнительной влажности. Поэтому

$$\frac{c_m}{c_d} = \frac{c_b}{c_d} w_e + (1 - w_e), \quad (3.39)$$

где  $c_b$  — удельная теплоемкость воды;  $w_e$  — естественная влажность пород массива.

Если теплоемкость определялась на сухих образцах породы, то  $c_b/c_d \approx 4 \div 5$  и поэтому

$$\frac{c_m}{c_d} = 1 + (3 \div 4) w_e. \quad (3.40)$$

Коэффициент линейного теплового расширения массива горных пород должен быть меньше значений этого коэффициента, найденных лабораторным путем, так как дополнительная трещиноватость массива увеличивает деформируемость пород.

### 3.6. Тепловые свойства рыхлых пород

Тепловые свойства рыхлых и разрушенных пород обусловлены как минеральным составом твердых компонент, так и структурой рыхлой системы.

Из-за отсутствия единой теории, которая охватывала бы все многообразие различных видов структуры, в настоящее время еще не существует общей, пригодной для всех рыхлых пород методики расчета их коэффициента теплопроводности. Поэтому выделяют две основные разновидности рыхлых пород — ячеистые и зернистые.

Ячеистые породы — это чаще всего связные горные породы; зернистые породы — сыпучие несвязные. При ячеистом строении рыхлых пород теплопроводность осуществляется в основном через стенки ячеек, при зернистом — через контакты между частицами. Так как рыхлые породы имеют большую пористость, а контакты между зернами слабые, влияние минерального состава породы на теплопроводность такой системы незначительно. Преобладает влияние формы и размеров зерен и пор, плотности их укладки, характера и степени насыщения породы жидкостями. Кроме того, в рыхлых породах доля радиационного теплообмена выше по сравнению с ненарушенными породами.

Коэффициент радиационной теплопроводности  $\lambda_p$  пор рассчитывают по формуле

$$\lambda_p = 2\zeta^2 \xi T^3 d, \quad (3.41)$$

где  $\zeta$  — степень черноты поверхности поры;  $\xi$  — коэффициент лучеиспускания;  $d$  — средний размер пор.

Как видно из формулы (3.41), с увеличением размеров пор коэффициент радиационной теплопроводности пор увеличивается и, следовательно, увеличивается коэффициент теплопроводности всей дисперсной системы. Так, при температуре  $T = 0^\circ \text{C}$  для пор размером около 0,1 мм  $\lambda_p = 0,024 \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$ , а для пор размером около 2 мм  $\lambda_p = 0,31 \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$ .

С уменьшением размеров частиц  $d_q$ , составляющих скелет разрушенной породы, теплопроводность ее также уменьшается, если все остальные факторы остаются неизменными. Так, если при  $d_q = 5 \text{ мм}$   $\lambda = 1,02 \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$ , то при  $d_q = 2 \text{ мм}$  коэффициент теплопроводности уменьшается до  $0,14 \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$  при постоянной плотности породы  $960 \text{ кг/м}^3$ .

Это также связано с уменьшением размеров пор и увеличением относительного числа контактов между зернами, обладающих пониженной теплопроводностью.

Кроме радиационной составляющей теплопроводности существенное значение для рыхлых пород имеют конвективная теплопроводность и перенос влаги.

Количество тепла, переносимого паром, при температурах  $50^\circ \text{C}$  и выше превышает 10% общего количества переносимого тепла и не может не учитываться при расчетах.

Процессы совместного распространения тепла и вещества рассматриваются теорией тепло- и массопереноса. При этом дифференциальное уравнение диффузии массы аналогично дифференциальному уравнению теплопроводности Фурье.

Закономерностям тепло- и массопереноса подчиняются такие процессы горного производства, как, например, оттаивание пород в транспортных средствах, замораживание пород при проходке выработок и др.

## 4. Электромагнитные свойства горных пород

### 4.1. Поляризация

В любой горной породе имеются свободные заряды (электроны) и связанные (например, ионы).

При наложении на породу электрического поля в ней происходит смещение внутренних связанных зарядов. В результате на ее поверхности появляются неуравновешенные заряды, которые создают электрическое поле, направленное противоположно внешнему и ослабляющее последнее. Это явление носит название **поляризации** породы. Вектор поляризации  $\bar{P}_э$  — суммарный электрический момент единицы объема диэлектрика.

Поляризация происходит только за счет смещения (или поворота) связанных зарядов, в качестве которых могут выступать как атомы, ионы кристаллической решетки с гомео- и гетерополярной связью, так и целые объемы породы, оказавшиеся в особых структурных условиях.

В зависимости от механизма поляризации и типа частиц, участвующих в поляризации, выделяют четыре ее вида: электронную, ионную, дипольную ориентационную и макроструктурную.

1. **Электронная** поляризация  $\bar{P}_{эл}$  возникает в атомах в результате смещения электронных орбит относительно положительно заряженных ядер (рис. 4.1, I).

Так как с увеличением напряженности поля смещение электронных орбит увеличивается, величина  $\bar{P}_{эл}$  прямо пропорциональна напряженности электрического поля  $E_э$  (упругая поляризация):

$$\bar{P}_{эл} = \alpha_э \bar{E}_э n, \quad (4.1)$$

где  $\alpha_э$  — поляризуемость атома (коэффициент, характеризующий способность электронного облака данного атома к деформации под воздействием внешнего электрического поля),  $\Phi \cdot \text{м}^2$ ;  $n$  — число поляризующихся в единице объема атомов,  $1/\text{м}^3$ .

Возникший в результате смещения зарядов электрический диполь может быть охарактеризован дипольным моментом — вектором, направленным от отрицательного заряда диполя к положительному и численно равным произведению заряда  $q$  полюса диполя на расстояние  $l$  между полюсами:

$$\bar{p} = q\bar{l}. \quad (4.2)$$

Сумма всех дипольных моментов единицы объема породы  $\Delta V$  равна вектору электронной поляризации:

$$\bar{P}_{эл} = \lim_{\Delta V \rightarrow 0} \frac{\sum_{i=1}^n q\bar{l}}{\Delta V}. \quad (4.3)$$

Электронная поляризация присуща всем атомам и молекулам и является наиболее быстрым видом поляризации (возникает за время  $10^{-15}$  с).

2. Ионная (атомная) поляризация  $P_{и}$  образуется за счет смещения в электрическом поле ионов или частей кристаллических решеток с гомеополярной (ковалентной) связью. При этом под воздействием электрического поля положительные и отри-

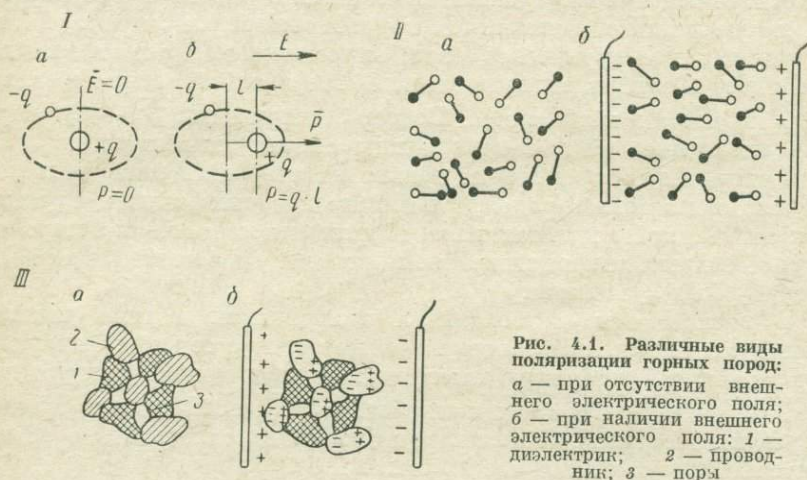


Рис. 4.1. Различные виды поляризации горных пород: а — при отсутствии внешнего электрического поля; б — при наличии внешнего электрического поля: 1 — диэлектрик; 2 — проводник; 3 — поры

цательные ионы сдвигаются. Величина ионной поляризации также прямо пропорциональна величине внешнего поля  $\vec{E}_3$ :

$$\vec{P}_{и} = \alpha_{и} \vec{E}_3 n, \quad (4.4)$$

где  $\alpha_{и}$  — поляризуемость иона.

Скорость установления ионной поляризации несколько меньше, чем электронной; она составляет  $10^{-14} - 10^{-12}$  с.

3. Дипольная ориентационная поляризация  $\vec{P}_д$  (рис. 4.1, II) наблюдается при наличии в породах ионов с полярными связями. В этом случае каждая молекула с момента своего возникновения уже имеет некоторый дипольный момент, не зависящий от напряженности внешнего поля. Тем не менее в некотором объеме породы, состоящем из таких молекул, из-за их хаотического расположения суммарный дипольный момент при отсутствии внешнего поля равен нулю.

Если такую породу внести во внешнее электрическое поле, то диполи будут ориентироваться согласно внешнему полю, т. е. возникает поляризация всего объема породы. В жидкостях, где связи между отдельными молекулами слабы, ориентация диполей будет почти полной и слабо зависящей от напряженности внешнего электрического поля.

В горных породах взаимные связи между молекулами не позволяют им ориентироваться точно по силовым линиям поля. Диполи только поворачиваются на некоторый угол, зависящий от сил связей в данной породе и напряженности внешнего поля. Очевидно, что при увеличении  $\bar{E}_z$  угол поворота до некоторой степени возрастает (квазиупругая поляризация).

Однако наиболее существенное влияние на величину  $\bar{P}_d$  оказывает тепловое движение молекул. При повышении температуры увеличиваются колебания молекул и уменьшается число ориентированных диполей.

Поэтому

$$\bar{P}_d = \alpha_d \bar{E}_z = \frac{np^2}{3kT} \bar{E}_z, \quad (4.5)$$

где  $\alpha_d$  — поляризуемость дипольных молекул;  $p$  — электрический момент полярной молекулы;  $n$  — концентрация диполей;  $k$  — постоянная Больцмана;  $T$  — абсолютная температура.

Дипольная ориентационная поляризация завершается в течение  $10^{-7}$ — $10^{-10}$  с.

4. **Макроструктурная** (объемная) поляризация  $P_m$  возникает в многофазной системе, состоящей из кристаллов, обладающих различными электрическими свойствами, и пустот, заполненных жидкостью и воздухом (рис. 4.1, III).

При внесении породы в электрическое поле свободные электроны и ионы, содержащиеся в проводящих и полупроводящих включениях, начинают перемещаться в пределах каждого включения. В результате каждое включение приобретает дипольный момент и ведет себя подобно большой молекуле.

Строго говоря, это явление обусловлено электронным или ионным током проводимости в пределах каждого включения. Но так как передвижение зарядов ограничено размерами включения, конечный результат подобен явлению поляризации.

Время завершения макроструктурной поляризации составляет  $10^{-6}$ — $10^{-3}$  с.

Время установления дипольной и макроструктурной поляризации пород сравнимо с частотой применяемых на практике электромагнитных полей, поэтому указанные виды поляризации называются релаксационными или медленными в отличие от «мгновенного» смещения электронов и ионов.

В горных породах имеет место также медленная электрическая поляризация, причиной которой являются процессы, возникающие при прохождении тока через многофазные породы.

К таким процессам относятся: окислительно-восстановительные реакции; появление в местах выхода и входа тока продуктов электролиза, газов; электроосмос; перераспределение концентрации растворов. Такие процессы бывают как обратимые, так и необратимые. Более подробно о них см. в разделе 4.8.

Электрохимическая поляризация происходит значительно медленнее, чем другие виды поляризации. Например, в углях эта поляризация достигает наибольшего значения в течение нескольких десятков минут приложения внешнего электрического поля.

Время поляризации и ее величина тем больше, чем подвижнее атомы исследуемой породы.

Электрохимическая поляризация  $\bar{P}_{эх}$  вызывает спад тока в породе со временем (рис. 4.2).

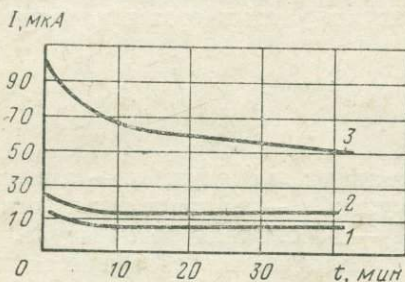


Рис. 4.2. Изменение силы тока в базальте различной влажности со временем, обусловленное электрохимической поляризацией:

- 1 —  $w = 0\%$ ;
- 2 —  $w = 0,23\%$ ;
- 3 —  $w = 0,88\%$

В такой породе при снятии действовавшего напряжения возникает ток деполяризации, направленный против приложенной разности потенциалов.

Наибольшей поляризуемостью обладают пирит, пирротин, халькопирит и графит. Активны также магнетит, гематит и другие окислы, имеющие металлическую проводимость.

Суммарная поляризация породы, представляющая собой средний дипольный момент единицы ее объема, равна сумме всех видов поляризации:

$$\bar{P}_{\Sigma} = \bar{P}_{эл} + \bar{P}_{и} + \bar{P}_{д} + \bar{P}_{м} + \bar{P}_{эх}, \quad (4.6)$$

или

$$\bar{P}_{\Sigma} = \alpha_0 \bar{E}_{\Sigma} n, \quad (4.7)$$

где  $\alpha_0$  — условная средняя поляризуемость.

Поляризации пород сопутствует явление, называемое электрострикцией. Оно заключается в деформировании (подобно всестороннему сжатию) диэлектриков электрическим полем и присуще всем породам. Причинами электрострикции являются, с одной стороны, давление на породу заряженных частиц, создающих электрическое поле и притягивающихся друг к другу, а с другой — смещение ионов и электронов в породе, вызываемое внешним полем.

#### 4.2. Диэлектрическая проницаемость

В результате поляризации пород возникает внутреннее электрическое поле, направленное противоположно внешнему. Поэтому в любом веществе суммарная напряженность электриче-

ского поля  $E_3$  оказывается меньше, чем в вакууме  $E_{30}$ . Отношение  $E_{30}/E_3$ , показывающее, во сколько раз напряженность поля в веществе меньше по сравнению с вакуумом, называется относительной диэлектрической проницаемостью  $\epsilon_r$  вещества.

Влияние вещества (среды) на величину электрических сил учитывается, например, в законе Кулона, согласно которому сила взаимодействия двух зарядов  $q_1$  и  $q_2$  в вакууме равна:

$$\bar{F} = \frac{q_1 q_2}{4\pi\epsilon_0 r^2}, \quad (4.8)$$

где  $\epsilon_0$  — некоторый коэффициент пропорциональности между силой и взаимодействующими зарядами, расположенными в вакууме, называемый электрической постоянной и равный  $8,85 \times 10^{-12}$  Ф/м;  $r$  — расстояние между зарядами.

Если заряды  $q_1$  и  $q_2$  помещены в среду, отличающуюся по своим свойствам от вакуума, то вместо  $\epsilon_0$  в уравнении (4.8) подставляют величину  $\epsilon_a$ , учитывающую свойства среды, и называемую ее абсолютной диэлектрической проницаемостью. Величину  $\epsilon_a$  можно представить в виде двух сомножителей —  $\epsilon_0$  и  $\epsilon_r$ . При этом  $\epsilon_r = \epsilon_a/\epsilon_0$ .

Таким образом,  $\epsilon_r$  — это мера поляризации вещества (породы). Действительно, вектор поляризации  $\bar{P}_3$  можно представить как разность электрических индукций:

$$\bar{P}_3 = \epsilon_0 \epsilon_r \bar{E}_3 - \epsilon_0 \bar{E}_3. \quad (4.9)$$

Отсюда

$$\epsilon_r = \frac{\bar{P}_3}{\epsilon_0 \bar{E}_3} + 1. \quad (4.10)$$

Понятие диэлектрической проницаемости имеет смысл только для плохо проводящих сред. Действительно, если среда, в которой располагаются заряды, способна проводить ток (т. е. имеет много свободных зарядов), то вместо взаимодействия зарядов будет происходить их перенос из точки с большим потенциалом в точку с меньшим потенциалом до момента их выравнивания.

Поэтому в случае электростатического поля в проводниках  $\bar{E}_3 = 0$  и, следовательно, диэлектрическая проницаемость близка к бесконечности.

Диэлектрическая проницаемость пород зависит от числа поляризующихся в единице объема частиц и от их среднего коэффициента поляризуемости.

Решая совместно уравнения (4.7) и (4.10), можно получить зависимость

$$\epsilon_r = \frac{\alpha_0 n}{\epsilon_0} + 1. \quad (4.11)$$

Если же учитывать взаимодействие частиц внутри поляризованного объема, то формула (4.11) усложняется и приобретает следующий вид (формула Клаузиуса — Моссогги):

$$\frac{\epsilon_r - 1}{\epsilon_r + 2} = \frac{\alpha_0 n}{3\epsilon_0} \quad (4.12)$$

В то же время число поляризующихся частиц и, следовательно, поляризация зависят от частоты электрического поля (рис. 4.3).

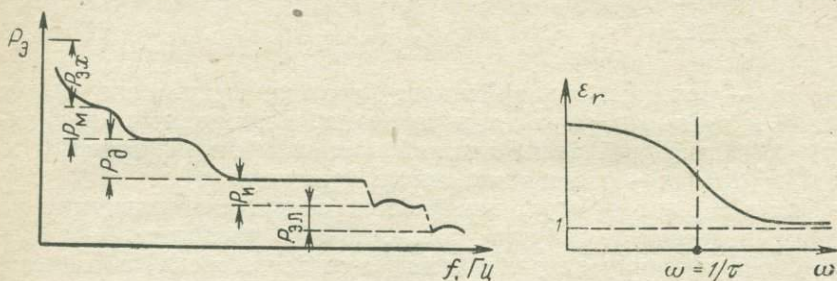


Рис. 4.3. Зависимость поляризации  $P_3$  пород от частоты  $f$  электрического поля

Рис. 4.4. Теоретическая зависимость диэлектрической проницаемости  $\epsilon_r$  диэлектрика с высоким сопротивлением от частоты поля  $\omega$

Например, если электрическое поле меняет свое направление приблизительно  $10^{14}$  раз в 1 с или чаще (оптический диапазон частот), то в породе может возникать только электронная поляризация, поскольку для завершения ионной, дипольной ориентационной и других видов поляризации необходимо время значительно большее, чем время существования электрического поля одного направления.

В силу того, что ионная поляризация возникает лишь тогда, когда частота электрического поля снижается до  $10^{12}$  Гц, а дипольная ориентационная — лишь при частоте поля не более  $10^7$ — $10^{10}$  Гц и т. д., с возрастанием круговой частоты электрического поля от  $\omega = 0$  до  $\omega \rightarrow \infty$  диэлектрическая проницаемость постепенно уменьшается (рис. 4.4) и стремится к единице:

$$\epsilon_r = \epsilon_\infty + \frac{\epsilon_{r0} - \epsilon_\infty}{1 + \omega^2 \tau^2}, \quad (4.13)$$

где  $\epsilon_{r0}$  — диэлектрическая проницаемость при частоте  $\omega = 0$ ;  $\tau$  — время релаксации процесса поляризации;  $\epsilon_\infty$  — диэлектрическая проницаемость при  $\omega \rightarrow \infty$ , приближающаяся к единице.

Следовательно, при оценке величины  $\epsilon_r$  горных пород можно использовать значения диэлектрической проницаемости при частоте  $f = 0$  либо при  $f \geq 10^{14}$  Гц.

В первом случае понятие диэлектрической проницаемости включает в себя все виды поляризации, во втором — только электронную.

Однако при исследовании горных пород важнее знать не одно значение величины  $\epsilon_r$ , а всю ее частотную зависимость.

С увеличением частоты электрического поля диэлектрическая проницаемость снижается в большей степени у пород с большими значениями  $\epsilon_r$  при низких частотах, чем у пород с меньшими значениями  $\epsilon_r$  (рис. 4.5). В результате происходит сужение пределов изменения диэлектрической проницаемости пород в

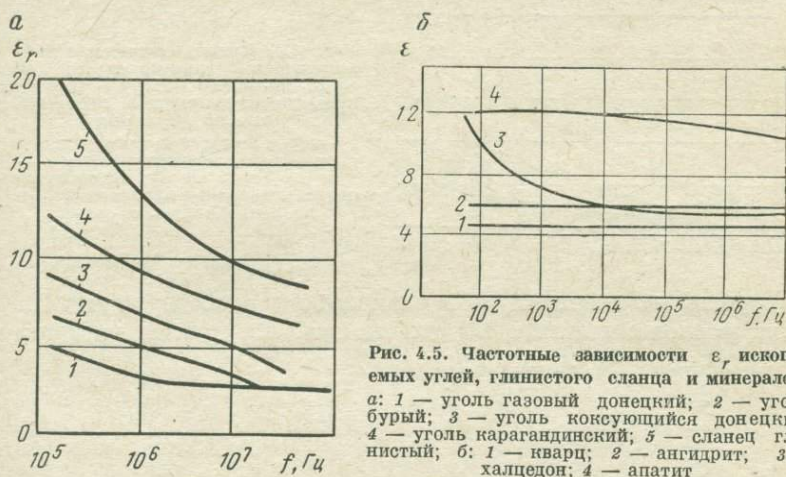


Рис. 4.5. Частотные зависимости  $\epsilon_r$  ископаемых углей, глинистого сланца и минералов: а: 1 — уголь газовый донецкий; 2 — уголь бурый; 3 — уголь коксующийся донецкий; 4 — уголь карагандинский; 5 — сланец глинистый; б: 1 — кварц; 2 — ангидрит; 3 — халцедон; 4 — апатит

области высоких частот. При частотах выше 50 МГц большинство пород имеет  $5 \leq \epsilon_r \leq 10$ . Это объясняется тем, что различия в значениях ионной и электронной поляризаций разных пород менее существенны, чем, например, различие между  $P_{и}$  и  $P_{д}$ . Среди минералов выделяют такие, у которых частотная дисперсия диэлектрической проницаемости отсутствует (например, кварц, ангидрит, апатит) (см. рис. 4.5, б) и минералы, у которых  $\epsilon_r$  с ростом частоты существенно уменьшается, например, халцедон.

Диэлектрическая проницаемость минералов при небольших частотах находится обычно в пределах от 3 до 25. Наименьшее значение величины  $\epsilon_r$  (около  $4 \div 5$ ) имеют минералы, обладающие лишь электронной поляризацией (например, кварц, ортоклаз, гипс, сера). Минералы, у которых к электронной добавляется еще ионная поляризация, обычно обладают большей диэлектрической проницаемостью. Так, у галита и сильвина  $\epsilon_r = 4,7 \div 6,4$ .

У минералов с дипольной ориентационной поляризацией диэлектрическая проницаемость еще больше. Именно этим объясняется высокая диэлектрическая проницаемость воды (81), льда (73), рутила (130) и др. Большая диэлектрическая проницаемость характерна для рудных минералов из-за макроструктурной поляризации.

Диэлектрическая проницаемость пород (см. приложение 21) является функцией значений  $\epsilon_r$  минералов, слагающих породу, их концентрации и взаимного расположения.

Поэтому наибольшие значения диэлектрической проницаемости присущи породам, в состав которых входят рудные минералы.

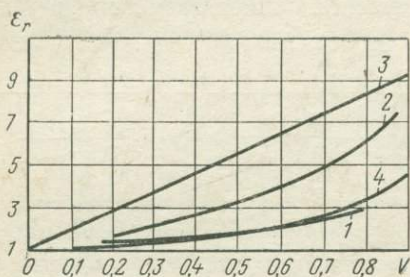


Рис. 4.6. Кривые изменения диэлектрической проницаемости от относительного объема хорошо проводящих минералов, построенные по формулам:

1 — Максвелла; 2 — логарифмического средневзвешенного; 3 и 4 — при слоистой форме включений соответственно параллельно и перпендикулярно к слоям

Предельные значения  $\epsilon_r$  в зависимости от содержания минералов, расположенных в породе слоями, могут быть рассчитаны по следующим формулам (рис. 4.6):

$$\epsilon_{r\parallel} = \sum_{i=1}^n \epsilon_{ri} V_i; \quad (4.14)$$

$$\frac{1}{\epsilon_{r\perp}} = \sum_{i=1}^n \frac{V_i}{\epsilon_{ri}}, \quad (4.15)$$

где  $\epsilon_{ri}$  — диэлектрическая проницаемость минерала с относительным объемным содержанием в породе  $V_i$ .

Формула (4.14) получена исходя из условия, что слои в породе расположены вдоль силовых линий электрического поля, формула (4.15) — при условии расположения слоев поперек силовых линий поля. Вывод этих формул основан на расчете емкости плоских конденсаторов, соединенных параллельно и последовательно.

Для расчета  $\epsilon_{r\text{cp}}$  при наличии сферических включений минералов с  $\epsilon_{r2}$  в матрицу с  $\epsilon_{r1}$  пригодна известная формула Максвелла

$$\epsilon_{r\text{cp}} = \epsilon_{r1} \left[ 1 + \frac{3V_2(\epsilon_{r2} - \epsilon_{r1})}{\epsilon_{r2} + 2\epsilon_{r1} - V_2(\epsilon_{r2} - \epsilon_{r1})} \right], \quad (4.16)$$

где  $\epsilon_{r2}$  — диэлектрическая проницаемость фазы, относительное объемное содержание которой  $V_2 \ll 1$ .

Если минеральные частицы в породах расположены хаотично (статистическая система), для расчета средней диэлектрической проницаемости  $\epsilon_{r\text{cp}}$  таких пород следует пользоваться другими формулами, например формулой логарифмического средневзвешенного (см. кривую 2 на рис. 4.6):

$$\lg \epsilon_{r\text{cp}} = \sum_{i=1}^n V_i \lg \epsilon_{ri}. \quad (4.17)$$

Однако использование формул (4.14)—(4.17) для расчета величины  $\epsilon_r$  горных пород по их минеральному составу правомерно лишь тогда, когда расположение минералов и частота электрического поля препятствуют возникновению в породе макроструктурной поляризации, не учитываемой рассмотренными выше формулами.

Т а б л и ц а 4.1

Сравнение  $\epsilon_r$  монокристаллов и поликристаллов

Монокристалл	$\epsilon_r$	Поликристалл	$\epsilon_r$	Поликристалл разнородный	$\epsilon_r$
Кварц	4,69—5,06	Кварцит	6,6—7,0	Чистый песчаник	9,0—11,0
Кальцит	7,5—7,7	Мрамор	8,3	Известняк	8,0—12,0

Т а б л и ц а 4.2

Электрические свойства составляющих горную породу фаз

Фаза	Удельное электрическое сопротивление, Ом·м	Диэлектрическая проницаемость $\epsilon_r$	Фаза	Удельное электрическое сопротивление, Ом·м	Диэлектрическая проницаемость $\epsilon_r$
Воздух	$\infty$	1,00058	Лед	$6,7 \cdot 10^5$	79
Вода	10—10 <sup>5</sup>	80	Нефть	10 <sup>10</sup>	2,0—2,7

Диэлектрическая проницаемость на низких частотах всегда увеличивается при переходе от монокристалла к поликристаллу и от чистого поликристалла к более разнородному (табл. 4.1).

Диэлектрическая проницаемость слоистых пород вдоль слоистости  $\epsilon_{r\parallel}$  всегда больше, чем поперек  $\epsilon_{r\perp}$ . Для железистого кварцита экспериментально определенный коэффициент анизотропии составляет от 1,18 до 1,36, т. е. меньше полученного по приведенным граничным формулам (4.14, 4.15), что связано с неоднородностью слоев как по составу, так и направлению.

В сухих пористых породах величина  $\epsilon_r$  значительно ниже, чем в плотных. Это связано с тем, что диэлектрическая проницаемость воздуха (и других газов) близка к единице (табл. 4.2).

Используя формулы зависимости диэлектрической проницаемости пород от их состава, можно оценить предельные границы изменения величины  $\epsilon_r$  пород от пористости. Если представить поры в виде прослоек воздуха (раскрытых трещин), то вдоль трещин

$$\epsilon_{r\parallel} = \epsilon_m (1 - P) \quad (4.18)$$

и поперек трещин

$$\varepsilon_{r\perp} = \frac{\varepsilon_M}{P(\varepsilon_M - 1)}, \quad (4.19)$$

где  $\varepsilon_M$  — диэлектрическая проницаемость минеральной фазы. При этом  $\varepsilon_{r\perp} \ll \varepsilon_{r\parallel}$ .

Для вычисления средних значений  $\varepsilon_{r\text{ ср}}$  пористой породы можно применять формулу логарифмического средневзвешенного, т. е.

$$\varepsilon_{r\text{ ср}} = \varepsilon_M^{1-P}. \quad (4.20)$$

Отличие диэлектрической проницаемости горных пород массива  $\varepsilon_{\text{мс}}$  от  $\varepsilon_{\text{л}}$  лабораторных образцов определяется трещиноватостью  $P_2$  и влажностью последнего.

Влияние сухих трещин аналогично влиянию пористости, поэтому

$$\frac{\varepsilon_{\text{мс}}}{\varepsilon_{\text{л}}} = \varepsilon_M^{-P_2} < 1. \quad (4.21)$$

Для влажных горных пород массива

$$\varepsilon_{\text{мс}} = \varepsilon_M^{1-w} \cdot \varepsilon_B^w. \quad (4.22)$$

Диэлектрическая проницаемость воды  $\varepsilon_B$  значительно превышает величину  $\varepsilon_M$  минеральной фазы пород. В связи с этим наблюдается увеличение  $\varepsilon_{\text{мс}}$  влажных пород в массиве по сравнению с  $\varepsilon_{\text{л}}$  сухих пород в образце. Степень этого увеличения можно оценить по формуле

$$\frac{\varepsilon_{\text{мс}}}{\varepsilon_{\text{л}}} = \frac{\varepsilon_B(P_2 + P)}{\varepsilon_M P_2}, \quad (4.23)$$

где  $P$  — пористость образца.

Так как

$$P_2 + P > P_2 \text{ и } \varepsilon_B > \varepsilon_M, \text{ то } \frac{\varepsilon_{\text{мс}}}{\varepsilon_{\text{л}}} \gg 1.$$

В этом случае для расчета диэлектрической проницаемости массива целесообразно использовать данные лабораторного определения  $\varepsilon_{\text{л}}$  влажных образцов горных пород.

Тогда

$$\frac{\varepsilon_{\text{мс}}}{\varepsilon_{\text{л}}} = \left( \frac{\varepsilon_B}{\varepsilon_M} \right)^{P_2}. \quad (4.24)$$

Максимальное различие  $\varepsilon_{\text{мс}}$  от  $\varepsilon_{\text{л}}$  при этом полностью определяется величиной дополнительной трещиноватости массива  $P_2$  и существенно меньше, чем при сравнении  $\varepsilon_{\text{л}}$  сухих образцов с  $\varepsilon_{\text{мс}}$ .

### 4.3. Особые случаи поляризации минералов и пород

Как известно, существуют 32 кристаллографических класса минералов. Из них 11 классов имеют центр симметрии. Эти минералы не обладают никакими особыми электрическими свойст-

вами и подчиняются рассмотренным закономерностям. Им, как и всем твердым телам, присуща электрострикция.

Минералы остальных кристаллографических классов ацентричны — для них характерен пьезоэлектрический эффект.

Явление пьезоэлектричества заключается в поляризации кристалла приложением к нему не только электрического поля, но и механических напряжений. Так, нагрузив монокристалл кварца, получают разноименные заряды на его противоположных гранях. Этот эффект обратим: приложение к кварцу электрического поля вызывает деформацию кристалла, которая значительно больше, чем при электрострикции. Пьезоэффект, в отличие от электрострикции, зависит от направления поля. Поэтому, приложив к граням кристалла переменные электрические поля, можно вызвать вибрацию кристалла.

Амплитуда колебаний кристалла бывает наиболее значительной в случае, когда частота поля соответствует резонансной частоте кристалла.

Известно более 1200 соединений, которым в той или иной степени присущи пьезоэлектрические свойства. Пьезоэффект изучен более чем в 400 минералах, в том числе в кварце, турмалине, цинковой обманке, бораците, сфалерите и нефелине.

М. П. Волярович и Э. И. Пархоменко открыли явление пьезоэффекта в горных породах, содержащих минералы-пьезоэлектрики — в гранитах, гнейсах, кварцитах, жильном кварце, нефелиновых породах и т. д.

Величина поляризации  $P_p$  пьезоэлектрика прямо пропорциональна механическим напряжениям  $\sigma$ :

$$P_p = \zeta \sigma, \quad (4.25)$$

где  $\zeta$  — коэффициент, характеризующий пьезоэлектрический эффект породы и называемый пьезоэлектрическим модулем.

Для характеристики пьезоэффекта пород пользуются отношением пьезомодуля породы к величине  $\zeta$  монокристалла кварца. Так, наиболее сильным пьезоэффектом обладает жильный кварц (10% от модуля монокристалла): у кварцитов пьезомодуль составляет 1%, у гнейсов и гранитов 0,2—0,5%.

Десять кристаллографических классов из числа пьезоэлектриков имеют особенные оси, в положительном и отрицательном направлениях которых свойства кристаллов различны. Эти кристаллы спонтанно (самопроизвольно) поляризованы. Величина их поляризации зависит от температуры. Они называются пирозлектриками. При нагреве кристалла пирозлектрика один его конец заряжается положительно, другой — отрицательно. Охлаждение кристалла ведет к изменению знака заряда. Появление зарядов на поверхности пирозлектрика связано с дополнительным смещением диполей вдоль электрической оси под

воздействием температуры. Пироэффект обратим: в электрических полях, направленных по электрической оси кристалла, происходит его нагрев, в противоположных полях — охлаждение. К пироэлектрикам относятся турмалин, вермикулит, нефелин, канкринит, пирротин и др.

У некоторых пироэлектриков направление самопроизвольной поляризации можно изменить, воздействуя на них внешним электрическим полем. Эта группа минералов носит название сегнетоэлектриков. Сегнетоэлектрические свойства могут проявлять минералы кубической, тетрагональной, ромбической и моноклинной сингоний, например пирохлор, колеманит, борацит, пиролюзит и др.

Так как сегнетоэлектрики спонтанно поляризованы, даже при ничтожно малой напряженности поля поляризация их значительна. Поэтому они обладают исключительно большой диэлектрической проницаемостью (20 000 и более), которая сильно зависит от температуры и имеет аномальные значения в определенных температурных интервалах. Существует температура, выше которой сегнетоэлектрики теряют свою поляризацию — деполяризуются. Эта температура называется точкой Кюри. Каждый минерал имеет свою точку Кюри (в пределах 10—840 К). В этой точке происходит перестройка кристаллической решетки, называемая фазовым переходом.

В настоящее время особые электрические явления (например, пьезоэффект) используют для получения информации о горных породах, например в геофизических методах разведки полезных ископаемых.

Практически все минералы-диэлектрики и слабые полупроводники способны поляризоваться при трении. Это явление называется трибоэлектричеством.

Существует общая закономерность, согласно которой при трении двух диэлектриков друг о друга положительно заряженным становится диэлектрик с большей диэлектрической проницаемостью. Это явление применяется в методах сепарации минералов.

#### 4.4. Электропроводность

Перенос зарядов из одной точки проводника в другую, осуществляемый электронами и ионами, носит название электропроводности. Векторный показатель, характеризующий количество элементарных зарядов, проходящих через единицу сечения проводника в единицу времени, называют плотностью электрического тока  $\bar{j}$ :

$$\bar{j} = nq\bar{v}, \quad (4.26)$$

где  $n$  — число заряженных частиц в единице объема;  $q$  — заряд частицы;  $\bar{v}$  — средняя скорость направленного движения зарядов.

Так как  $\bar{v} = u\bar{E}_z$ , где  $u$  — подвижность частиц, то

$$\bar{j} = \sigma_z \bar{E}_z. \quad (4.27)$$

Это уравнение представляет собой закон Ома в дифференциальной форме, причем коэффициент  $\sigma_z = nqu$ , зависящий от вида и состояния проводящей породы, называется ее удельной электропроводностью. Удельная электропроводность измеряется в сименсах на метр (См/м). Величина, обратная  $\sigma_z$ , называется удельным электросопротивлением  $\rho_z$ , измеряемым в омах на метр.

Подобно тому, как диэлектрическая проницаемость характеризует электрические свойства диэлектриков, удельная электропроводность является электрическим параметром проводников. Горные породы в большинстве случаев входят в группу полупроводников, характеризующуюся свойствами как диэлектриков ( $\epsilon_r \ll \ll \infty$ ), так и проводников (породам присущи некоторые значения удельной электропроводности  $\sigma_z > 0$ ).

Прохождение тока через горные породы может осуществляться с переносом вещества (ионная и ионно-электронная проводимость) и без переноса вещества (электронная и дырочная проводимость).

Ионный характер электропроводности имеют все аморфные минералы, галоидные соединения, нитраты, сульфаты и т. д. Электронная проводимость характерна для окислов и сульфидов большинства тяжелых металлов.

По величине электропроводности все вещества делятся на проводники, полупроводники и диэлектрики. Разная электропроводность веществ с позиций квантовой теории объясняется различиями в энергетической схеме их кристаллов.

Свободным носителем тока может быть лишь электрон, удаленный от ядра атома на достаточно большое расстояние и находящийся в зоне проводимости. Для того чтобы электрон мог попасть в зону проводимости, необходимо некоторое энергетическое воздействие на него. Величина такого воздействия зависит от ширины так называемой запрещенной зоны, отделяющей валентную зону обращения электронов от зоны проводимости.

У проводников (металлов) запрещенная зона отсутствует. Приобретая под влиянием внешних факторов дополнительную кинетическую энергию, электроны легко переходят в зону проводимости и становятся способными переносить заряды.

У полупроводников запрещенная зона  $Q_z$  имеет определенную ширину. Она выражается количеством энергии, которую необходимо затратить электрону для того, чтобы перейти в зону проводимости. Для полупроводников величина  $Q_z$  составляет  $1,6 \times 10^{-20} - 2 \cdot 10^{-19}$  Дж. В этом случае электроны могут перейти в зону проводимости лишь под воздействием, превышающим величину  $Q_z$  (см. приложение 22).

В диэлектриках запрещенная зона имеет ширину, чаще всего превышающую работу, требуемую для отрыва иона от кристаллической решетки (до  $13 \cdot 10^{-19}$  Дж и более). Поэтому проводимость металлов и полупроводников — электронная, а проводимость диэлектриков — ионная.

Есть два основных различия полупроводников от проводников. Первое отличие состоит в том, что электропроводность про-

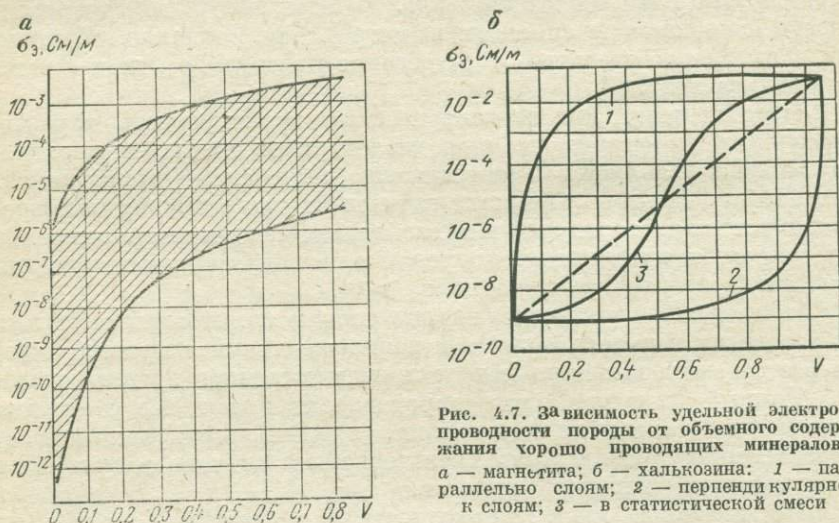


Рис. 4.7. Зависимость удельной электропроводности породы от объемного содержания хорошо проводящих минералов: а — магнетита; б — халькозина: 1 — параллельно слоям; 2 — перпендикулярно к слоям; 3 — в статистической смеси

водников значительно выше, чем полупроводников, причем граничной считают электропроводность порядка 10 См/м. Второе отличие — возрастание электропроводности полупроводников с повышением температуры (температурный коэффициент положителен), в то время как электропроводность проводников при этом уменьшается (температурный коэффициент отрицателен).

Кроме того, наличие примесей в проводниках всегда снижает их электропроводность, а наличие примесей в диэлектриках повышает их электропроводность. Эти различия указывают, что почти все минералы и горные породы относятся к классу проводников с разной электропроводностью (см. приложение 21).

Главнейшие породообразующие минералы (слюда, галит, сильвин, кальцит, полевые шпаты, кварц) обладают низкой проводимостью ( $\sigma_3 = 10^{-12} \div 10^{-20}$  См/м).

Фактически почти весь ток проводимости в этих минералах обусловлен примесными ионами и атомами и лишь незначительная его часть — небольшим числом свободных электронов самого минерала. Примесная проводимость существенна также и для других минералов, так как ионы и электроны примесей оказываются наименее связанными в кристаллической решетке. Поэтому удельная электропроводность минералов не является строго постоянной величиной и изменяется в больших пределах.

Удельная электропроводность плотных мало пористых пород зависит от проводимости слагающих их минералов. Так, при прочих равных условиях, удельная электропроводность породы находится в прямой зависимости от объемного содержания хорошо проводящих минералов (рис. 4.7).

Если в породе имеются рудные минералы, расположенные в виде прожилков или соединяющихся между собой в токопроводящий канал зерен, то присутствие даже незначительного количества этих минералов резко повышает величину  $\sigma_{\Sigma}$  пород. Это характерно для пород, содержащих пирит, халькопирит, пирротин, которые имеют полосчатое расположение, в отличие, например, от галенита, располагающегося изолированными включениями.

Исследования пород, содержащих включения другой формы (сферической, эллипсоидальной, игольчатой, дисковой, кубической и т. д.), выявили сильное влияние формы включений на электропроводность пород.

Пределы изменения величины  $\sigma_{\Sigma}$  при изменении формы хорошо проводящих включений могут быть описаны уравнениями, выведенными для удельной электропроводности слоистой породы вдоль и поперек слоистости:

$$\sigma_{\Sigma \parallel} = \sum_{i=1}^n \sigma_{\Sigma i} V_i; \quad (4.28)$$

$$\frac{1}{\sigma_{\Sigma \perp}} = \sum_{i=1}^n \frac{V_i}{\sigma_{\Sigma i}}, \quad (4.29)$$

где  $\sigma_{\Sigma i}$  — удельная электропроводность минерала, объемное относительное содержание которого в породе  $V_i$ .

Если  $\sigma_{\Sigma 2} \gg \sigma_{\Sigma 1}$ , то  $\sigma_{\Sigma 1}/\sigma_{\Sigma 2} \approx 0$  и формулы для двухкомпонентной породы принимают вид:

$$\sigma_{\Sigma \parallel} = V_2 \sigma_{\Sigma 2}; \quad \sigma_{\Sigma \perp} = \frac{\sigma_{\Sigma 1}}{V_1} = \frac{\sigma_{\Sigma 1}}{1 - V_2}. \quad (4.30)$$

Первое из этих уравнений показывает влияние на электропроводность хорошо проводящих включений (или хорошо проводящей матрицы), соединенных в цепочку, второе — влияние изолированных хорошо проводящих включений.

Слоистость пород вызывает анизотропию электропроводности (см. приложение 23).

Коэффициент анизотропии электропроводности пород равен

$$k_{ан} = \frac{\sigma_{\Sigma \parallel}}{\sigma_{\Sigma \perp}} = \sum_{i=1}^n \sigma_{\Sigma i} V_i \sum_{i=1}^n \frac{V_i}{\sigma_{\Sigma i}}. \quad (4.31)$$

Для двухкомпонентных пород, если  $\sigma_{\Sigma 2} \gg \sigma_{\Sigma 1}$ ,

$$k_{ан} = V_1^2 + V_1 V_2 \frac{\sigma_{\Sigma 2}}{\sigma_{\Sigma 1}} + V_2^2. \quad (4.32)$$

При  $V_1$  и  $V_2$ , меньших 1, и  $\sigma_{\varepsilon 2}/\sigma_{\varepsilon 1} \geq 10^2$  можно считать  $k_{ан} \approx V_1 V_2 \sigma_{\varepsilon 2}/\sigma_{\varepsilon 1}$  или  $k_{ан \max} \approx 0,25 \sigma_{\varepsilon 2}/\sigma_{\varepsilon 1}$ .

Удельная электропроводность  $\sigma_{\varepsilon}$  пород значительно выше, чем у породообразующих минералов. Причиной этого являются примеси и искажения кристаллической решетки в агрегатах — значительные, чем в монокристаллах.

В сцементированных осадочных породах электропроводность понижается, так как обычно цементирующими веществами бывают слабопроводящие минералы — кварц, гипс, кальцит и др.

Метаморфизация углей повышает их удельную электропроводность. Особенно резко она увеличивается при содержании в угле углерода более 87%. С увеличением зольности электропроводность углей понижается. Выветривание пород и пористость, если они не сопровождаются увлажнением, также уменьшают проводимость пород.

Электропроводность рыхлых несвязных пород в сухом состоянии определяется в основном проводимостью контактов между зернами и зависит от крупности зерна. Мелкозернистые породы, особенно если они содержат коллоидные частицы, имеют, при прочих равных условиях, большую проводимость, чем крупнозернистые. Например, из осадочных пород, не имеющих рудных минералов, наибольшей проводимостью обладает глина.

Если все установленные зависимости электропроводности от пористости, нанесенные на график, находятся в области, ограниченной кривыми, описывающими проводимость вдоль  $\sigma_{\varepsilon \parallel}$  плоской трещины в породе и поперек  $\sigma_{\varepsilon \perp}$  ее, то получим:

$$\sigma_{\varepsilon \parallel} = \sigma_{\varepsilon . м} (1 - P); \quad (4.33)$$

$$\sigma_{\varepsilon \perp} = 0, \quad (4.34)$$

где  $\sigma_{\varepsilon . м}$  — удельная электропроводность минеральной фазы.

Для породы, состоящей из смеси минералов, в которой одна фаза, с удельным электрическим сопротивлением  $\rho_{\varepsilon 1}$ , представлена сферами, а другая, с удельным электрическим сопротивлением  $\rho_{\varepsilon 2}$ , заполняет промежутки между сферами, получена формула

$$\rho_{\varepsilon} = \rho_{\varepsilon 2} \frac{2\rho_{\varepsilon 1} + \rho_{\varepsilon 2} + V_1 (\rho_{\varepsilon 1} - \rho_{\varepsilon 2})}{2\rho_{\varepsilon 1} + \rho_{\varepsilon 2} + 2V_1 (\rho_{\varepsilon 2} - \rho_{\varepsilon 1})}, \quad (4.35)$$

где  $V_1$  — относительное объемное содержание фазы с  $\rho_{\varepsilon 1}$ .

Если предположить, что пространство между сферами заполнено воздухом, т. е.  $\rho_{\varepsilon 2} = \rho_{вд}$  (где  $\rho_{вд}$  — удельное электрическое сопротивление воздуха), то будем иметь

$$\rho_{\varepsilon} = \rho_{вд} \frac{P}{3 - 2P}. \quad (4.36)$$

Если же сферы принять за поры, то

$$\rho_{\varepsilon} = \rho_{\varepsilon . м} \frac{2 + P}{2(1 - P)}. \quad (4.37)$$

Уравнение (4.36) ввиду того, что  $\rho_{\text{зд}} \rightarrow \infty$ , не имеет смысла, решение же уравнения (4.37) дает результаты, весьма близкие к  $\rho_{\text{э}} \parallel$ . Поэтому для примерных прогнозов более правильно воспользоваться средней зависимостью (рис. 4.8)

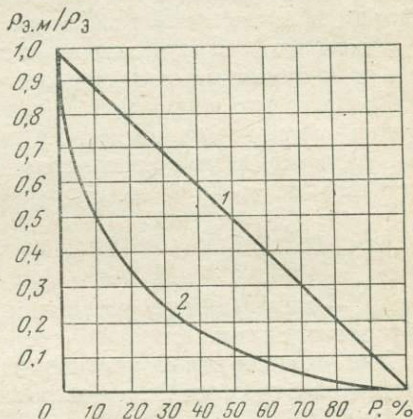
$$\rho_{\text{э}} = \frac{\rho_{\text{э. м}}}{1 - \sqrt{P(2-P)}} \quad (4.38)$$

Экспериментально определенные средние значения  $\rho_{\text{э}}$  горных пород и минералов, как правило, могут иметь 10-кратный раз-

Рис. 4.8. Зависимость удельного электрического сопротивления пород от пористости:

$$1 - \rho_{\text{э. м}}/\rho_{\text{э}} = (1-P);$$

$$2 - \rho_{\text{э. м}}/\rho_{\text{э}} = 1 - \sqrt{P(2-P)}$$



брос. Поэтому для сухого массива пород изменения  $\rho_{\text{э}}$ , вызванные влиянием пористости, ориентированной вдоль направления поля, можно практически не учитывать.

Это значит, что основную роль в изменении  $\rho_{\text{э}}$  пород, однофазных по составу, играет трещиноватость. При этом резкое увеличение  $\rho_{\text{э}}$  связано с тем, что не только уменьшается площадь токопроводящих каналов  $S_{\text{м}}$ , но и удлиняется общий путь прохождения тока за счет роста извилистости токопроводящих каналов.

Так как измеренное значение полного электросопротивления породы в массиве

$$R_{\text{мс}} = \frac{\rho_{\text{э. м}} l_{\text{м}}}{S_{\text{м}}} \quad (4.39)$$

а удельное электросопротивление породы в массиве

$$\rho_{\text{э. мс}} = \frac{R_{\text{мс}} S}{l},$$

можно записать

$$\rho_{\text{э. мс}} = \rho_{\text{э. м}} \frac{l_{\text{м}} S}{S_{\text{м}} l}$$

или, имея в виду, что  $S_{\text{м}}/S = 1 - P$ , а  $l_{\text{м}}/l = K_{\text{изв}}$ ,

$$\rho_{\text{э. мс}} = \rho_{\text{э. м}} \frac{K_{\text{изв}}}{1 - P} \quad (4.40)$$

где  $\rho_{э.м}$ ,  $l_m$ ,  $S_m$  — удельное электросопротивление, истинная длина и площадь сечения токопроводящих каналов;  $S$  и  $l$  — полная площадь сечения и длина измеряемого объема породы;  $K_{изв}$ ,  $P$  — коэффициент извилистости токопроводящих каналов и пористость породы в массиве.

В песках, рыхлых песчаниках, выветрелых коренных породах, глинах и обломочных породах удельное сопротивление почти не зависит от формы порового пространства.

В плотных песчаниках, известняках, доломитах, ангидритах и т. д., поровое пространство которых представлено пустотами, каналами и трещинами, удельное сопротивление в значительной степени зависит от формы этого пространства.

Удельное сопротивление массивов горных пород измеряют при помощи четырехэлектродной установки. К питающим электродам подают ток величиной  $I$ , а посредством измерительных электродов, расположенных между питающими, снимают напряжение  $\Delta U$ . Рассчитывают так называемое кажущееся электрическое сопротивление  $\rho_k$  (в Ом·м):

$$\rho_k = K \frac{\Delta U}{I}, \quad (4.41)$$

где  $K$  — коэффициент установки, зависящий от расстояния между электродами.

Для симметричной установки, когда расстояние между питающими электродами  $L$ , а расстояние между измерительными электродами  $l$ ,

$$K = \frac{\pi}{4} \frac{L^2 - l^2}{l}. \quad (4.42)$$

Если пласт однородный и достаточно мощный, то  $\rho_k = \rho_s$ .

#### 4.5. Диэлектрические потери

Плохопроводящая горная порода, находящаяся в переменном электрическом поле, характеризуется еще одним параметром — углом диэлектрических потерь  $\delta$ . Угол  $\delta$  можно представить как угол, дополняющий до  $90^\circ$  угол сдвига фаз между полным переменным током, проходящим через конденсатор, заполненный диэлектриком, и напряжением между обкладками конденсатора.

Полный ток  $I_\Sigma$  в реальном диэлектрике является векторной суммой следующих видов тока (рис. 4.9): емкостного  $I_c$  (тока смещения), тока проводимости  $I_a$  и тока, обусловленного релаксационными видами поляризации  $I_r$ , который, в свою очередь, также состоит из емкостного  $I'_c$  и активного  $I'_a$  токов (рис. 4.9). Поэтому тангенс угла  $\delta$  может быть записан как отношение суммы активных составляющих тока к сумме его реактивных составляющих:

$$\operatorname{tg} \delta = \frac{I_a + I'_a}{I_c + I'_c}. \quad (4.43)$$

При параллельной схеме замещения образца и частоте электрического поля  $f$  эту формулу можно переписать так:

$$\operatorname{tg} \delta = \frac{1}{2\pi f C R_a}, \quad (4.44)$$

где  $C$  и  $R_a$  — емкость и активное сопротивление образца.

Параметр  $\operatorname{tg} \delta$  определяет количество электрической энергии, которая превращается в горной породе в тепловую.

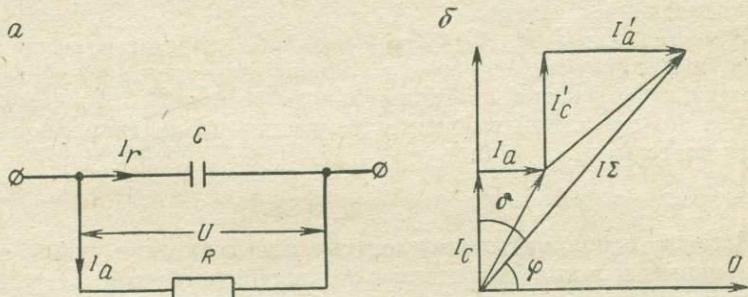


Рис. 4.9. Параллельная эквивалентная схема замещения конденсатора с диэлектрическими потерями (а) и векторная диаграмма токов и напряжений (б)

Количество тепла, выделившегося при переменном напряжении поля за счет релаксационного тока, может во много раз превысить количество тепла  $Q$ , выделяющегося при постоянном напряжении, которое, как известно, равно

$$Q = UI = \frac{U^2}{R_a}. \quad (4.45)$$

Если ток переменный, то, подставив в формулу (4.45) вместо  $R_a$  его значение из формулы (4.44), получим

$$Q_f = 2\pi f C \operatorname{tg} \delta U^2. \quad (4.46)$$

Следовательно, поглощение энергии породой с увеличением частоты электрического поля  $f$  возрастает.

Если величину  $Q_f$  отнести к единице объема породы, т. е. расчет вести для удельного количества тепла  $q$  (в Дж/м<sup>3</sup>), то формула (4.46) приобретет вид

$$q = 55,5 \varepsilon_f \operatorname{tg} \delta E_3^2 \cdot 10^{-12}, \quad (4.47)$$

где  $E_3$  — напряженность электрического поля, В/м.

Тангенс угла диэлектрических потерь большинства скальных пород при частоте поля около 1 МГц находится в пределах 0,002—0,1. Величина  $\operatorname{tg} \delta$  минералов зависит от структуры кристаллической решетки и плотности упаковки ионов в решетке. Более плотная упаковка ионов в структуре и высокая симметрия кристаллов обуславливают малые значения  $\operatorname{tg} \delta$  минералов. Например, низкие значения  $\operatorname{tg} \delta$  присущи периклазу и шпинели. Любые

искажения кристаллической структуры и примеси приводят к увеличению диэлектрических потерь. Поэтому диэлектрические потери в монокристаллах всегда ниже, чем у поликристаллических минералов и пород.

Наличие в минералах кристаллизационной воды также увеличивает угол их диэлектрических потерь.

Рудным минералам, как правило, присущи большие значения  $\text{tg } \delta$  (большой ток проводимости). Поэтому наличие таких минералов наряду с ростом величины  $\epsilon$  также приводит к увеличению диэлектрических потерь.

У слоистых пород  $\text{tg } \delta$  параллельно слоистости выше  $\text{tg } \delta$  перпендикулярно к слоистости. Зависимость тангенса угла диэлектрических потерь от минерального состава может быть выражена по известной зависимости удельной электропроводности  $\sigma_3$  от частоты,  $\epsilon_r$  и  $\text{tg } \delta$ :

$$\sigma_3 = 2\pi f \epsilon_0 \epsilon_r \text{tg } \delta. \quad (4.48)$$

Отсюда, используя эквивалентные электрические схемы с параллельным и последовательным соединением образцов с различными  $\epsilon_r$  и  $\text{tg } \delta$ , получим

$$\text{tg } \delta_{\parallel} = \frac{\sum_{i=1}^n \epsilon_{ri} \text{tg } \delta_i V_i}{\sum_{i=1}^n \epsilon_{ri} V_i}; \quad (4.49)$$

$$\frac{1}{\text{tg } \delta_{\perp}} = \sum_{i=1}^n \frac{V_i}{\epsilon_{ri} \text{tg } \delta_i} : \sum_{i=1}^n \frac{V_i}{\epsilon_{ri}}. \quad (4.50)$$

Таким образом,  $\text{tg } \delta$  параллельно слоистости равен средневзвешенному арифметическому только при условии  $\epsilon_r = \epsilon_{ri}$ . В других случаях  $\text{tg } \delta_{\parallel}$  существенно приближается к  $\text{tg } \delta_{\perp}$ . Зона, ограниченная кривыми  $\text{tg } \delta_{\parallel} = f(V)$  и  $\text{tg } \delta_{\perp} = f(V)$ , сужается.

С увеличением пористости происходит уменьшение  $\text{tg } \delta$  сухой горной породы. Для приближенного вычисления зависимости  $\text{tg } \delta = f(P)$  можно использовать формулу расчета  $\text{tg } \delta$  слоистого материала вдоль слоистости (условно считается, что один слой — это слой воздуха с относительным объемом, равным пористости  $P$ ). Тогда

$$\text{tg } \delta_{\parallel} = \epsilon_{\text{чм}} \text{tg } \delta_{\text{м}} \frac{1-P}{P + \epsilon_{\text{чм}}(1-P)}. \quad (4.51)$$

Расчет  $\text{tg } \delta$  поперек трещинообразной поры дает значение  $\text{tg } \delta_{\perp} = 0$ . Зависимость, соответствующая наиболее вероятному характеру влияния пористости на  $\text{tg } \delta_{\text{ср}}$  при хаотическом распределении пор различной формы, может быть представлена как

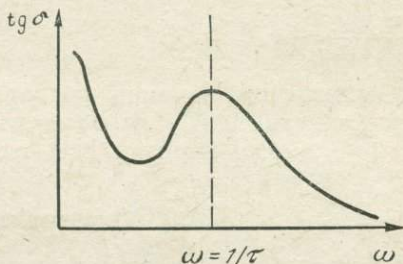
$$\text{tg } \delta_{\text{ср}} = \text{tg } \delta_{\text{м}}^{1+aP}, \quad (4.52)$$

где  $a$  — коэффициент, учитывающий влияние формы пор на  $\text{tg } \delta_{\text{ср}}$  ( $a$  изменяется от 1 до 6 и в среднем составляет 2).

Зависимость тангенса угла диэлектрических потерь от частоты поля  $\omega$  для случая дипольной поляризации описывается следующей формулой Дебая:

$$\text{tg } \delta = \frac{(\epsilon_r - \epsilon_\infty) \omega \tau}{\epsilon_r + \epsilon_\infty \omega^2 \tau^2} + \frac{4\pi\sigma_3}{\omega (\epsilon_r + \epsilon_\infty \omega^2 \tau^2)}, \quad (4.53)$$

Рис. 4.10. Теоретическая зависимость тангенса угла диэлектрических потерь от частоты электрического поля при наличии тока проводимости



в которой второй член представляет собой потери за счет сквозной проводимости;  $\epsilon_\infty$  — диэлектрическая проницаемость при  $\omega \rightarrow \infty$ . Согласно этой зависимости,  $\text{tg } \delta \rightarrow \infty$  при  $\omega = 0$  и  $\text{tg } \delta \rightarrow 0$

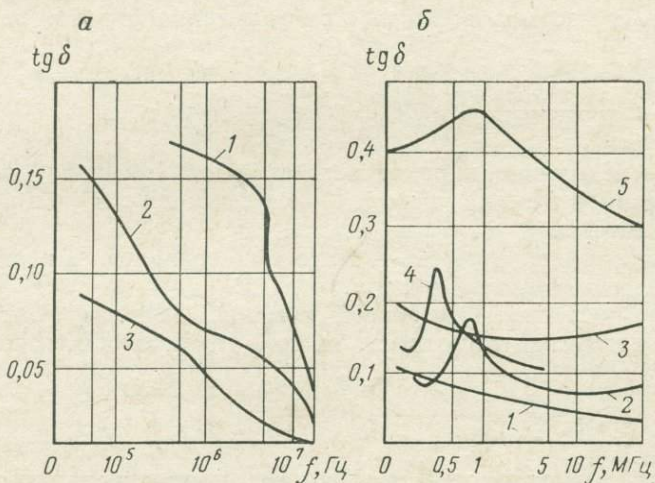


Рис. 4.11. Частотные зависимости  $\text{tg } \delta$ :

$a$  — сиенит; 1 — максимально влажный; 2 — воздушно-сухой; 3 — высушенный;  $b$  — глинистый сланец и ископаемые угли: 1 — уголь газовый доменный; 2 — уголь бурый; 3 — уголь коксующийся донецкий; 4 — уголь карагандинский; 5 — глинистый сланец

при  $\omega \rightarrow \infty$ . При частоте поля, равной  $\omega = 1/\tau$ , кривая  $\text{tg } \delta = f(\omega)$  имеет релаксационный максимум (рис. 4.10).

Наиболее сильное снижение  $\text{tg } \delta$  с увеличением частоты наблюдается у максимально влажных пород, менее сильное — у воздушно-сухих и, наконец, наименьшее — у высушенных образцов

(рис. 4.11). Поэтому уже при частотах свыше 50 МГц значение  $\operatorname{tg} \delta$  большинства пород приблизительно одинаково и близко к 0,01.

Величина  $\operatorname{tg} \delta$  пород возрастает с увеличением напряженности электрического поля (особенно для пористых пород при больших температурах).

Связь тангенса угла диэлектрических потерь сухих массивов пород  $\operatorname{tg} \delta_{\text{мс}}$  с лабораторными образцами  $\operatorname{tg} \delta_{\text{л}}$  может быть оценена по формуле

$$\frac{\operatorname{tg} \delta_{\text{мс}}}{\operatorname{tg} \delta_{\text{л}}} = \operatorname{tg} \delta_{\text{м}}^2 P_2 < 1. \quad (4.54)$$

С повышением увлажнения значение  $\operatorname{tg} \delta_{\text{мс}}$  повышается, поэтому сравнение  $\operatorname{tg} \delta_{\text{мс}}$  наиболее целесообразно производить только с  $\operatorname{tg} \delta_{\text{л}}$ , определенным для влажных образцов.

#### 4.6. Магнитные свойства

Магнитное поле характеризуется двумя показателями: напряженностью  $H$  и индукцией  $B$ . Напряженность магнитного поля  $H$  (в А/м) определяет величину и направление действия магнитных сил  $F_{\text{м}}$  в вакууме на единицу магнитной массы  $m_{\text{м}}$ .

Согласно закону Кулона, сила взаимодействия между двумя магнитными массами  $m_{\text{м}1}$  и  $m_{\text{м}2}$  на расстоянии  $r$  друг от друга равна

$$F_{\text{м}} = \pm \frac{1}{\mu_{\text{а}}} \frac{m_{\text{м}1} m_{\text{м}2}}{r^2}, \quad (4.55)$$

где  $\mu_{\text{а}}$  — некоторая характеристика среды (вещества, породы), называемая абсолютной магнитной проницаемостью.

Магнитная индукция  $B$  — векторная величина, выражающая интенсивность магнитного поля.

Между магнитной индукцией и напряженностью магнитного поля в веществе существует прямо пропорциональная зависимость

$$B = \mu_{\text{а}} H. \quad (4.56)$$

В этой зависимости коэффициент пропорциональности  $\mu_{\text{а}}$  также равен абсолютной магнитной проницаемости вещества.

В вакууме  $\mu_{\text{а}} = \mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$  Г/м. Эта константа называется магнитной постоянной.

Для оценки магнитных свойств вещества (или породы) чаще используют показатель относительной магнитной проницаемости  $\mu$ , равный отношению:

$$\mu = \frac{\mu_{\text{а}}}{\mu_0}. \quad (4.57)$$

Изменение индукции магнитного поля при внесении в него породы связано с ее намагничиванием. Это явление возникает в породе вследствие появления нескомпенсированного магнитного момента  $M$  под воздействием внешнего поля. Последний, в свою очередь, обусловлен наличием в породе элементарных магнитных моментов  $m_i$ .

Поэтому намагниченность  $J$  породы (характеристика степени намагничивания) вычисляется как отношение суммы магнитных моментов в некотором объеме к этому объему породы:

$$J = \frac{\sum_{i=1}^n m_i}{\Delta V}. \quad (4.58)$$

Намагниченность прямо пропорциональна напряженности магнитного поля:

$$J = \mu_a H - \mu_0 H = \mu_0 H (\mu - 1). \quad (4.59)$$

Коэффициент  $(\mu - 1) = \kappa$  называется объемной магнитной восприимчивостью, а отношение восприимчивости к плотности породы  $\kappa/\rho$  — удельной магнитной восприимчивостью  $\chi$ .

Результирующий магнитный момент  $M$  породы является суммой магнитных моментов электронов, атомов и доменов. Элементарные магнитные диполи могут либо существовать в горной породе независимо от внешнего поля, либо возникать под действием внешнего поля.

Так, магнитные диполи электронов существуют во всех горных породах. Они обусловлены движением каждого электрона по орбите, которое можно рассматривать как элементарный кольцевой ток. Плоскость вращения каждого электрона поэтому можно представить как плоский магнитный диполь с различными полярностями на обеих поверхностях.

Произведение элементарного тока  $i$  на площадь магнитного диполя  $\Delta S$  называется магнитным моментом электрона. Он постоянен и равен  $9,28 \cdot 10^{-24}$  Дж/Т.

Магнитные моменты атомов и молекул горной породы при отсутствии внешнего магнитного поля могут быть либо равны нулю, либо отличаться от нуля.

Так, если магнитные моменты всех электронов атома компенсируют друг друга, то при  $H = 0$  атом не намагничен. Такие породы называются диамагнитными (см. приложение 31). В диамагнитных породах электронные оболочки атомов симметричны и замкнуты. При внесении такого атома в магнитное поле его электронные оболочки получают дополнительную скорость и каждый атом породы приобретает магнитный момент, направленный против поля. Поэтому магнитная проницаемость диамагнетиков

меньше единицы, и такие породы, помещенные в магнитное поле, уменьшают плотность магнитного потока, т. е. его индукцию. Величина диамагнетизма определяется радиусами атомных орбит и в большинстве случаев не зависит от температуры.

Горные породы, атомы которых обладают магнитным моментом при отсутствии внешнего поля, называются парамагнитными. Однако в целом образец парамагнетика при отсутствии поля не намагничен вследствие хаотичного распределения в нем магнитных моментов отдельных атомов. Лишь при внесении парамагнетика в магнитное поле его диполи ориентируются сообразно с направлением поля, и, следовательно, образец намагничивается. Так как этой ориентировке препятствует тепловое движение атомов, магнитная проницаемость парамагнетиков с повышением температуры уменьшается. В целом же магнитная проницаемость их несколько больше единицы.

Магнитная проницаемость диамагнетиков и парамагнетиков не зависит от напряженности магнитного поля при изменении его вплоть до  $8 \cdot 10^5$  А/м.

Следует подчеркнуть, что намагниченность, обусловленная диамагнитными явлениями, присуща всем горным породам и минералам, однако, так как она незначительна по величине и направлена противоположно намагниченности, вызванной парамагнитными явлениями, последняя преобладает и становится решающей.

Горные породы, у которых целые объемы (домены) обладают магнитными моментами при отсутствии внешнего поля, называются ферромагнитными. Благодаря доменам магнитная проницаемость ферромагнитных пород значительно больше, чем у парамагнитных. Намагниченность ферромагнитных пород достигается воздействием не только внешнего поля, но и намагничивающим действием дополнительного внутреннего молекулярного поля.

Намагниченность ферромагнитных пород зависит от напряженности магнитного поля, причем при определенном значении  $H$  эта зависимость исчезает — наступает насыщение. При снижении напряженности магнитного поля до нуля породы полностью не размагничиваются. Это явление носит название остаточной намагниченности  $J_{ост}$ . Для того чтобы породу размагнитить, необходимо воздействие на нее некоторого обратного направленного магнитного поля. Напряженность поля, при которой происходит полное размагничивание, характеризует породу и называется коэрцитивной силой  $H_c$ . Для ферромагнитных пород характерна петля гистерезиса (рис. 4.12).

Магнитная проницаемость диамагнитных минералов колеблется в пределах  $0,999836 - 1,0$ , парамагнитных — в пределах  $1 - 1,0064$ . Ферромагнитных минералов в природе значительно меньше. Магнитная проницаемость их превышает  $1,0064$  (см. приложение 31).

Так как различия магнитных проницаемостей пород небольшие, то в расчетах более удобно пользоваться параметром объемной магнитной восприимчивости  $\kappa$ , который можно записать в компактной форме в виде  $\kappa \cdot 10^6$  (см. приложение 32). Соответственно этому диамагнитные породы имеют  $\kappa = (100 \div 200) \cdot 10^{-6}$ , парамагнитные  $\kappa = (1 \div 10\ 000) 10^{-6}$ , ферромагнитные  $\kappa = -(100 \div 4\ 000\ 000) 10^{-6}$ .

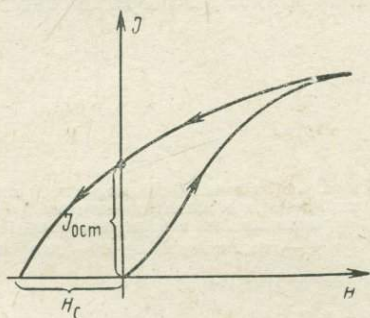
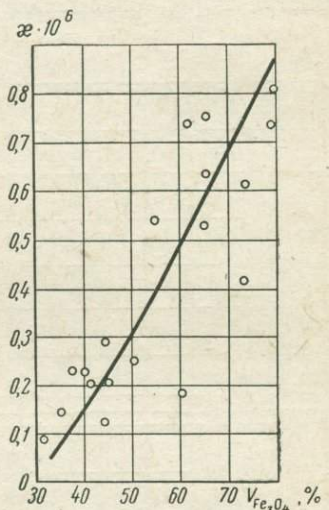


Рис. 4.12. Зависимость намагниченности  $J$  ферромагнитных пород от напряженности магнитного поля  $H$

Рис. 4.13. Зависимость магнитной восприимчивости  $\kappa$  магнетитовых руд Южного Урала от объемного содержания магнетита  $V$



Наличие в породах диамагнитных и парамагнитных минералов, имеющих  $\mu \approx 1$ , не вызывает существенных изменений магнитной проницаемости пород. Наибольшее значение  $\mu$  имеют ферромагнитные минералы, в основном магнетит, у которого магнитная восприимчивость достигает 3—4. Это обуславливает четкую связь между объемным содержанием магнетита в рудах и их магнитной восприимчивостью (рис. 4.13).

Средняя магнитная проницаемость  $\mu_{ср}$  горной породы, состоящей из основной массы с проницаемостью  $\mu_1$  и сферических включений с проницаемостью  $\mu_2$ , может быть рассчитана по формуле

$$\mu_{ср} = \frac{\mu_2 (1 + 2V_0) + 2\mu_1 (1 - V_0)}{\mu_2 (1 - V_0) + \mu_1 (2 + V_0)} \mu_1, \quad (4.60)$$

где  $V_0$  — относительный объем, занимаемый сферическими включениями.

Если принять для магнетита  $\mu_2 = 3$ , а для вмещающей породы  $\mu_1 = 1$ , то формула (4.60) примет более простой вид:

$$\mu_{ср} = \frac{5 + 4V_0}{5 - 2V_0}. \quad (4.61)$$

Для статистической смеси наиболее удобна формула логарифмического средневзвешенного:

$$\lg \mu_{\text{ср}} = \sum_{i=1}^n V_i \lg \mu_i. \quad (4.62)$$

Кроме содержания ферромагнитных минералов на магнитные свойства пород оказывают влияние форма, размеры и взаимное

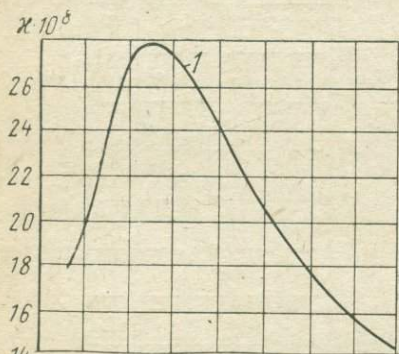


Рис. 4.14. Зависимость магнитной восприимчивости  $\chi$  и намагниченности  $J$  от напряженности магнитного поля  $H$ :  
1 — титаномагнетит; 2 — хлорит

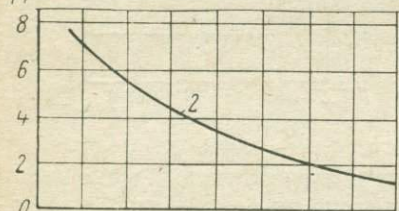
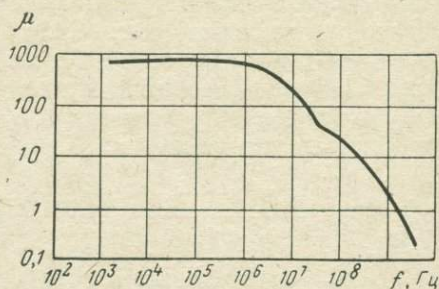
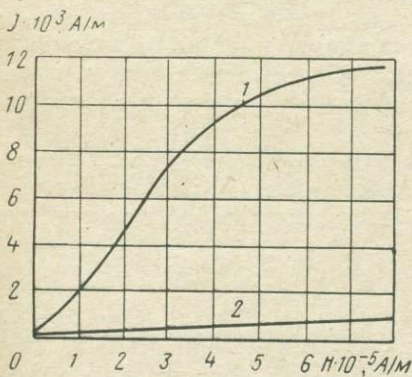


Рис. 4.15. Частотная зависимость магнитной проницаемости ферритов



расположение зерен. Например, магнитная восприимчивость крупнозернистых пород-ферромагнетиков больше, чем мелкозернистых. Это объясняется ростом числа доменов в зернах при увеличении их размеров.

Магнитная проницаемость и, следовательно, магнитная восприимчивость горных пород зависят от напряженности магнитного поля  $H$  (рис. 4.14): для ферромагнетиков (например, титаномагнетита) она с ростом напряженности  $H$  постепенно увеличивается до определенного максимума, а затем убывает, для парамагнетиков (например, хлорит) — уменьшается.

С увеличением частоты поля магнитная проницаемость ферромагнетиков, в том числе и пород, уменьшается (рис. 4.15).

В переменных магнитных полях возникают потери магнитной энергии — переход ее в тепловую. Для их оценки используют коэффициент потерь. Потери в переменном поле складываются из потерь на гистерезис и вихревые токи.

Некоторые ферромагнетики обладают ярко выраженными магнитострикционными свойствами. При намагничивании таких пород происходит их относительное удлинение (например, магнетит, железо) или укорачивание (например, никель).

Измерение магнитной проницаемости основано на ponderomotorном эффекте, т. е. на измерении силы, действующей на образец в неоднородном магнитном поле с известным градиентом. Эта сила пропорциональна магнитной проницаемости образца.

Магнитная проницаемость ферромагнетиков может быть также измерена путем помещения их в катушку индуктивности.

Индуктивность  $L$  катушки может быть вычислена по формуле

$$L = k\mu_a \frac{n^2}{l} \pi R^2, \quad (4.63)$$

где  $k$  — коэффициент, зависящий от отношения длины катушки к ее диаметру;  $n$  — число витков;  $l$  — длина катушки;  $R$  — радиус катушки.

Таким образом, измерив индуктивность  $L_c$  катушки с сердечником из изучаемой породы и без него  $L_0$ , по их отношению определяют  $\mu$ .

#### 4.7. Распространение электромагнитных волн

Как известно, электромагнитное поле — это особый вид материи, характеризуемый наличием электрического и магнитного полей, связанных непрерывным взаимным превращением. Электрическое поле может возбуждаться не только непосредственно электрическими зарядами, но и изменением магнитного поля во времени. Точно так же магнитное поле может возбуждаться не только электрическим током, но и изменениями электрического поля.

Взаимная связь электрических и магнитных полей описывается уравнениями Максвелла.

В общем случае все параметры электромагнитного поля, входящие в эти уравнения, связаны с электрическими и магнитными свойствами вещества:

$$\left. \begin{aligned} \vec{B} &= \mu_a \vec{H}; \\ \vec{D} &= \varepsilon_a \vec{E}_3; \\ \vec{j} &= \sigma_3 \vec{E}_3, \end{aligned} \right\} \quad (4.64)$$

где  $B$  и  $D$  — магнитная и электрическая индукция;  $j$  — плотность электрического тока.

Электромагнитное поле, возникшее в некотором месте пространства, распространяется во все стороны со скоростью, зависящей от свойств среды.

Уравнение напряженности электрического поля можно записать следующим образом:

$$\nabla^2 \vec{E} = \varepsilon_a \mu_a \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2} + \eta \mu_a \frac{\partial \vec{E}}{\partial t}, \quad (4.65)$$

где  $\eta$  — объемная плотность зарядов.

Уравнение напряженности магнитного поля:

$$\nabla^2 \vec{H} = \varepsilon_a \mu_a \frac{\partial^2 \vec{H}}{\partial t^2} + \eta \mu_a \frac{\partial \vec{H}}{\partial t}. \quad (4.66)$$

При гармоническом изменении напряженностей во времени уравнения (4.65)–(4.66) могут быть написаны в комплексном виде:

$$\left. \begin{aligned} \nabla^2 \dot{E}_3 &= (i\sigma_3 - \omega\varepsilon_a) \omega \mu_a \dot{E}_3; \\ \nabla^2 \dot{H} &= (i\sigma_3 - \omega\varepsilon_a) \omega \mu_a \dot{H}, \end{aligned} \right\} \quad (4.67)$$

где  $\omega = 2\pi f$ .

Так как большинство горных пород является диэлектриками, то токи проводимости  $\sigma_3$  у них малы по сравнению с токами смещения. Поэтому в формулах (4.67) величиной  $i\sigma_3$  можно пренебречь.

Тогда уравнения (4.67) приобретают более простой вид:

$$\left. \begin{aligned} \nabla^2 \dot{E}_3 &= -\omega^2 \varepsilon_a \mu_a \dot{E}_3; \\ \nabla^2 \dot{H} &= -\omega^2 \varepsilon_a \mu_a \dot{H}. \end{aligned} \right\} \quad (4.68)$$

Уравнения (4.67) являются типичными волновыми уравнениями. Они описывают распространение электромагнитных волн в веществе.

Согласно уравнениям (4.67)–(4.68), скорость распространения электромагнитных волн:

в среде (в веществе)

$$v = \sqrt{\frac{1}{\varepsilon_a \mu_a}}, \quad (4.69)$$

в вакууме

$$v = c = \sqrt{\frac{1}{\varepsilon_0 \mu_0}} = 2,998 \cdot 10^8 \text{ м/с.} \quad (4.70)$$

Из формул (4.69)—(4.70) видно, что скорость электромагнитных волн в веществе меньше, чем в вакууме:

$$v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r \mu}}. \quad (4.71)$$

Скорость электромагнитных волн в плохо проводящих породах практически не зависит от частоты поля (при отсутствии изменения  $\epsilon_r$  с изменением частоты), а в хорошо проводящих наблюдается возрастание  $v$  прямо пропорционально  $\sqrt{f}$ :

$$v = \sqrt{\frac{4\pi f}{\sigma_3 \mu_a}}. \quad (4.72)$$

В реальных породах имеют место потери электромагнитной энергии. Уменьшение интенсивности электромагнитных волн  $J_3$  с увеличением расстояния от точки излучения происходит по экспоненциальному закону:

$$J_3 = J_{30} e^{-\theta x}, \quad (4.73)$$

где  $\theta$  — коэффициент поглощения электромагнитной энергии, зависящий от свойств породы и частоты электромагнитного поля.

В диэлектриках

$$\theta = \sqrt{\frac{1}{2} \epsilon_a \mu_a \omega^2 \left[ \sqrt{1 + \left( \frac{\sigma_3}{\epsilon_a \omega} \right)^2} - 1 \right]}. \quad (4.74)$$

Из выражения (4.74) следует, что зависимость коэффициента поглощения от частоты поля можно принять приблизительно прямолинейной. Однако в горных породах эта зависимость сохраняется далеко не всегда. В ряде случаев возрастание  $\theta$  с частотой наблюдается лишь до определенного значения  $f$ .

Коэффициент поглощения в случае хорошо проводящих пород, определяемый по формуле

$$\theta' = \sqrt{\frac{1}{2} \omega \sigma_3 \mu_a}, \quad (4.75)$$

значительно больше, чем в диэлектриках.

С увеличением диэлектрической и магнитной проницаемостей и проводимости пород усиливается поглощение электромагнитной волны и уменьшается скорость ее прохождения. Так, в сухом песке, обладающем очень большим сопротивлением, амплитуда электромагнитных волн с частотой 50 кГц на глубине 10 м уменьшается на 4,5%, на глубине 100 м — на 36,6%. В хорошо проводящих глинах уменьшение амплитуды волны составляет соответственно 37,3 и 99,1%. Еще быстрее волны затухают в рудных телах.

Практическое значение имеет показатель глубины проникновения электромагнитных волн  $h$  —

расстояние в породе, на котором амплитуда волны уменьшается в  $e$  раз. В случае диэлектрика

$$h = \frac{9,55 \cdot 10^7}{f \sqrt{\mu \epsilon_r \operatorname{tg} \delta}}. \quad (4.76)$$

Если порода имеет хорошую проводимость, то за счет скин-эффекта

$$h = \sqrt{\frac{\rho_{\Sigma}}{\pi \mu a f}} = 503 \sqrt{\frac{\rho_{\Sigma}}{\mu f}}. \quad (4.77)$$

Влияние внешних полей на распространение электромагнитных волн связано с изменением при этом электрических и магнитных свойств пород (см. разделы 6.1, 6.2, 6.4). Так как в большинстве случаев породы имеют  $\mu$ , близкое к единице, решающее влияние имеют параметры  $\rho_{\Sigma}$  и  $\epsilon_r$  пород. Поэтому при увлажнении пород всегда уменьшаются скорость и глубина распространения волн. Повышение температуры вызывает рост удельной электропроводности и диэлектрической проницаемости (см. раздел 7.3) и, следовательно, уменьшение глубины проникновения электромагнитных волн в породу. Если учесть, что процесс распространения волн в породе связан с ее нагревом (возникающим вследствие поглощения электромагнитной энергии), то в результате будут происходить постепенное уменьшение глубины проникновения электромагнитной энергии в породу и ее концентрации в небольшом объеме породы. Это явление находит применение в методах радиоволнового разрушения горных пород.

На границе двух сред электромагнитная волна частично отражается, а частично проходит в другую среду и испытывает преломление.

Соотношение между интенсивностью падающих, отраженных и преломленных волн определяется волновыми (характеристическими) сопротивлениями сред.

Волновое сопротивление  $z$  неограниченной среды в простейшем случае равно

$$z = z_0 \sqrt{\frac{\mu}{\epsilon_r}}, \quad (4.78)$$

где  $z_0$  — волновое сопротивление вакуума,

$$z_0 = \sqrt{\frac{\mu_0}{\epsilon_0}} = 120 \pi.$$

Коэффициенты отражения  $K_n$  и преломления  $n$  волн по величине напряженности поля могут быть вычислены по следующим формулам

(в случае нормального падения волн и равных магнитных проницаемостях сред):

$$K_{\text{н}} = \frac{E_{\text{отр}}}{E_{\text{пад}}} = \frac{z_2 - z_1}{z_2 + z_1} = \frac{\sqrt{\varepsilon_{r1}} - \sqrt{\varepsilon_{r2}}}{\sqrt{\varepsilon_{r1}} + \sqrt{\varepsilon_{r2}}}; \quad (4.79)$$

$$n = \frac{E_{\text{пр}}}{E_{\text{отр}}} = \frac{2z_2}{z_2 + z_1} = 1 + K_{\text{н}} = \frac{2\sqrt{\varepsilon_1}}{\sqrt{\varepsilon_1} + \sqrt{\varepsilon_2}}, \quad (4.80)$$

где  $E_{\text{отр}}$ ,  $E_{\text{пад}}$  и  $E_{\text{пр}}$  — напряженности электромагнитных волн отраженных, падающих и преломленных.

В случае падения волны на границу раздела сред под углом  $\delta_{\text{п}}$  коэффициенты отражения и преломления волн по напряженности поля могут быть вычислены по формулам:

$$K_{\text{н}} = \frac{z'_2 \cos \delta_{\text{п}} - z'_1 \cos \psi}{z'_2 \cos \delta_{\text{п}} + z'_1 \cos \psi}; \quad (4.81)$$

$$n = \frac{2z'_2 \cos \delta_{\text{п}}}{z'_2 \cos \delta_{\text{п}} + z'_1 \cos \psi}, \quad (4.82)$$

где  $z' = \omega \sqrt{\varepsilon_a \mu_a}$  — так называемое волновое число пород;  $\delta_{\text{п}}$  и  $\psi$  — соответственно углы падения и преломления электромагнитной волны.

Уравнения (4.79)–(4.82) показывают, что при переходе волны из среды с волновым сопротивлением  $z_1$  в среду с волновым сопротивлением  $z_2$  возможны следующие случаи:

- 1) если  $z_1 = z_2$ , отражение волны не происходит: это условие согласованности нагрузок, имеющее большое значение на практике;
- 2) если  $z_1 \rightarrow \infty$ , а  $z_2 \rightarrow 0$ , что соответствует переходу волны из диэлектрика в проводник, то происходит практически полное отражение волны;

3) если  $z_1 \geq z_2$ , происходят отражение и преломление волны.

Согласно законам геометрической оптики, геометрический коэффициент преломления  $n_{\text{г}}$  может быть вычислен как отношение скоростей волн в двух средах  $v_1$  и  $v_2$ , т. е.

$$n_{\text{г}} = \frac{v_1}{v_2} = \sqrt{\frac{\varepsilon_{r2} \mu_2}{\varepsilon_{r1} \mu_1}}. \quad (4.83)$$

Связь между  $K_{\text{н}}$  и  $n_{\text{г}}$  в случае слабого поглощения электромагнитной волны преломляющей средой описывается формулой

$$K_{\text{н}} = \frac{n_{\text{г}} - 1}{n_{\text{г}} + 1}. \quad (4.84)$$

Показатели, характеризующие поведение горной породы под воздействием электромагнитных волн оптического диапазона ( $10^{13}$ – $10^{15}$  Гц) — инфракрасных, световых и ультрафиолетовых

лучей, относятся к группе оптических. К ним относятся коэффициенты отражения, преломления и поглощения света. Все оптические параметры подчиняются общим закономерностям распространения электромагнитных волн. Так как для воздуха  $\epsilon_n \approx 1$ ,  $\mu_n \approx 1$ , то, используя уравнение (4.83), можно записать, что коэффициент преломления света  $n_r$  относительно воздуха (закон Максвелла)

$$n_r = \sqrt{\epsilon_r \mu_r}. \quad (4.85)$$

Закон Максвелла справедлив не для всех тел. У сегнетоэлектриков, например,  $n_r$  гораздо меньше  $\sqrt{\epsilon_r}$ .

Обычно свет характеризуется интенсивностью — величиной, пропорциональной квадрату амплитуды вектора электрической составляющей волны. Отношение интенсивностей отраженного и падающего света называется коэффициентом отражения  $K_n$  по интенсивности (см. приложение 28).

Коэффициент отражения по напряженности  $K_n$  связан с коэффициентом отражения по интенсивности  $K_n$  соотношением

$$K_n = K_n^2,$$

так как

$$\frac{I_{отр}}{I_{пад}} = \left( \frac{E_{отр}}{E_{пад}} \right)^2. \quad (4.86)$$

Падая на поверхность твердого тела, световые волны воздействуют на электроны и часть ионов. Они возбуждаются и создают вторичные электромагнитные колебания, которые распространяются как в самом веществе, так и вне его. Последние и представляют собой отражение. Чем больше в теле свободных электронов, способных возбуждаться под воздействием света, тем больше коэффициент отражения. Поэтому для рудных минералов коэффициенты отражения очень велики и в первом приближении пропорциональны их электропроводности.

Зависимость между основными оптическими параметрами для изотропных рудных минералов (сильное поглощение волны) выражается формулой

$$K_n = \frac{(n_r - 1)^2 + (n_r \theta)^2}{(n_r + 1)^2 + (n_r \theta)^2}, \quad (4.87)$$

где  $\theta$  — коэффициент поглощения, зависящий от длины волны и свойств вещества.

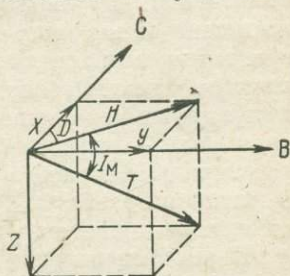
Световое воздействие на тела выражается в фотоэлектрическом эффекте — выбивании квантами электронов из проводников и полупроводников и повышении их электропроводности; в нагреве горных пород и минералов; в возникновении люминесценции.

#### 4.8. Естественные электрические и магнитные поля

Известно, что Земля обладает собственным магнитным полем, способным намагничивать горные породы, индуцировать электрические токи в породах и вызывать другие различные электромагнитные явления.

Магнитное поле Земли характеризуется вектором полной напряженности  $T$  (рис. 4.16). В естественных условиях

Рис. 4.16. Компоненты магнитного поля Земли



вектор  $T$  направлен приблизительно на Север и в глубь Земли. Проекции этого вектора на оси прямоугольной системы координат образуют компоненты геомагнитного поля:  $Z$  — вертикальную,  $X$  — северную;  $Y$  — восточную. Северную и восточную компоненты иногда объединяют в одну горизонтальную составляющую  $H = \sqrt{X^2 + Y^2}$ . Угол между  $H$  и географическим меридианом называется *склонением*  $D$ , а угол между  $H$  и  $T$  — *наклоном*  $I_M$ .

Распределение элементов геомагнитного поля на поверхности Земли показывает, что Земля приближенно может рассматриваться как однородно намагниченный шар с магнитным моментом, равным  $6,77 \cdot 10^{21} \text{ А} \cdot \text{м}^2$ .

Напряженность магнитного поля Земли колеблется в пределах от 24 до 48 А/м.

Несмотря на незначительность напряженности магнитного поля Земли, оно способно, намагничивая горные породы, создавать локальные магнитные поля. Изучая эти поля, можно получить информацию о состоянии и поведении горных массивов. Аномальные поля, созданные намагниченными рудными телами, могут значительно превосходить нормальное магнитное поле Земли. Так, в районе Курской магнитной аномалии, где находятся мощные залежи железистых кварцитов, аномалия вертикальной составляющей магнитного поля достигает 143,24 А/м, а угол склонения отличается от нормального более чем на  $120^\circ$ .

Геомагнитное поле непостоянно во времени. Существуют суточные, годовые и вековые вариации магнитного поля, что приводит к изменению величины и направления остаточной и индуктивной намагниченности пород, а следовательно, и к изменению их магнитных свойств.

Кроме того, изменения геомагнитного поля создают в массивах пород и электрические поля.

Естественные электрические поля в массивах пород бывают двух видов — теллурические и локальные.

Причиной теллурических полей бывают изменения электрического состояния ионосферы под воздействием солнечного излучения. Это излучение, проникая в ионосферу, вызывает ее неравномерную ионизацию. Высотные ветры перемещают эти электрические неоднородности и создают переменные электромагнитные поля в атмосфере, которые, со своей стороны, индуцируют переменные поля в земной коре. Поэтому теллурические поля — переменные, они могут быть одновременно охарактеризованы векторами напряженности как электрического, так и магнитного поля. Напряженность теллурического поля периодически изменяется.

В аномальных случаях напряженность теллурических полей достигает  $(5-6) \cdot 10^{-3}$  В/м. Эти токи не влияют существенно на физические свойства пород. Однако они служат важным источником информации о составе и строении массивов горных пород.

Локальные поля, как правило, постоянны и образуются на контактах различных пород с разным типом электропроводности.

Причины их возникновения — окислительно-восстановительные, диффузионно-адсорбционные, фильтрационные, термоэлектрические и биологические явления в породах, а также взаимное трение отдельных массивов пород в процессе горообразования, сдвижений и т. д. Напряженности этих полей могут быть различны. Существуют гипотезы, согласно которым в результате тектонических процессов в горных породах могут накапливаться электрические поля весьма большой напряженности, обладающие большой разрушительной силой.

Однако обычные локальные поля, приуроченные к месторождениям полезных ископаемых, имеют небольшую напряженность и могут служить лишь в качестве источника информации о массивах пород.

Наибольшей интенсивностью обладают естественные поля электрохимической природы, наблюдаемые в сульфидных, угольных и графитовых месторождениях и возникающие в результате окислительно-восстановительных реакций при активном участии подземных вод.

Так, если верхняя часть сульфидной залежи (рис. 4.17) располагается в зоне циркуляции богатых кислородом атмосферных вод, то в этой части интенсивно происходит окисление сульфидов в сульфаты. Окислительные реакции сопровождаются высвобождением электронов в атомах окисляющихся элементов. Поэтому верхняя часть залежи заряжается положительно. В нижней же части, располагающейся в зоне бедных кислородом вод, протекают восстановительные реакции, связанные с присоединением электронов, ввиду чего эта часть залежи заряжается отрицательно. Вслед-

ствие этого в окружающей среде возникает разность электрических потенциалов. К верхней части залежи будут направляться отрицательные ионы, а к нижней — положительные. Залежь будет характеризоваться отрицательной аномалией собственного естественного электрического потенциала.

На контактах разных пород с различной минерализацией подземных вод возникают диффузионно-адсорбционные явления. Из раствора с большей минерализацией в раствор с меньшей минерализацией происходит диффузия ионов. Но так как в растворе имеются катионы и анионы, а их подвижность и скорость диффузии различны, в результате диффузии может произойти перераспределение зарядов и возникнуть диффузионно-адсорбционные потенциалы.

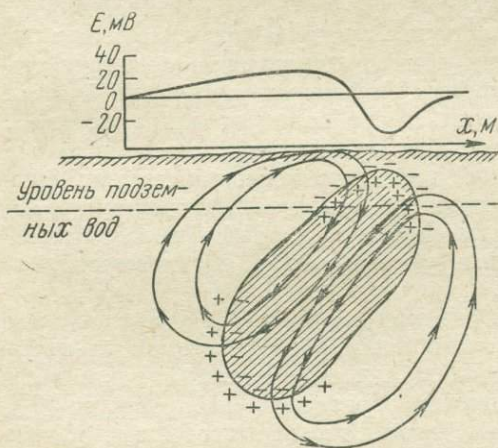
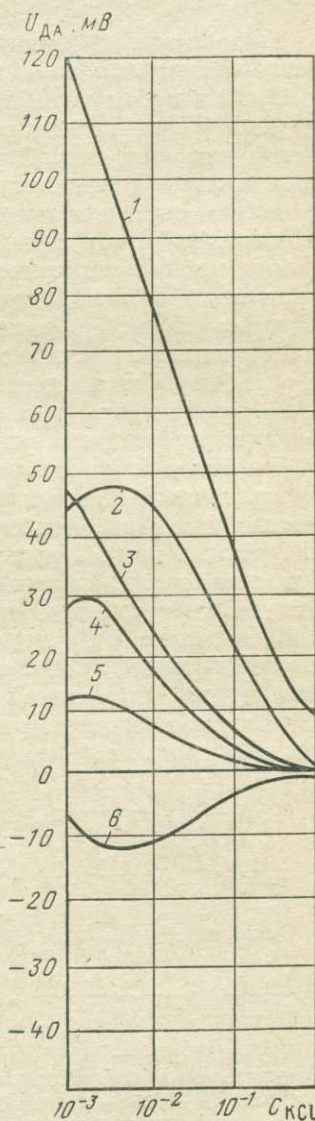


Рис. 4.17. Формирование потенциала естественного электрического поля над сульфидной залежью

Рис. 4.18. Зависимость диффузионно-адсорбционных потенциалов от концентрации  $C$  раствора  $KCl$ :

1 — глинистые сланцы; 2 — глины; 3 — известняки; 4 — песчаники; 5 — антрациты; 6 — доломиты



Так, в растворе  $KCl$  отрицательный ион  $Cl^-$  перемещается быстрее, чем положительный  $K^+$ . Поэтому в растворе с большей концентрацией  $C_1$  появится избыток положительных зарядов, а в растворе с малой концентрацией

цией  $C_2$  — избыток отрицательных зарядов. Возникает диффузионный потенциал  $E_d$  (рис. 4.18)

$$E_d = K_c \lg \frac{C_1}{C_2}, \quad (4.88)$$

где  $K_c$  — коэффициент свободного диффузионного потенциала, например для KCl  $K_c \approx 12$  мВ.

Чаще всего диффузионно-адсорбционные потенциалы возникают на контакте глин и песков.

Фильтрационные потенциалы появляются в результате фильтрации жидкости по трещинам и порам породы, стенки которых способны адсорбировать ионы одного знака — чаще всего отрицательные. Положительные же заряды выносятся по направлению движения, в результате чего возникает разность потенциалов между началом и концом фильтрационного потока. Напряженность электрического поля фильтрации зависит от минерального состава, пористости пород и гидрогеологических факторов (например, напора).

Локальные электрические поля, таким образом, существуют на ограниченных площадках и обычно приурочены к месторождениям сульфидных, кобальтовых, никелевых руд, антрацитов, графита, торфяников, углистых и графитизированных сланцев.

Аномалии напряженности электрического поля, возникающие в результате локальных токов, достигают нескольких сотен милливольт. Наиболее благоприятны для возникновения интенсивных электрических полей руды с массивной текстурой и высокой электропроводностью. Вкрапленные руды с низкой электропроводностью создают слабые поля.

Влияние трещиноватости и влажности на удельную электропроводность массива по известной электропроводности минеральной фазы  $\sigma_{э, м}$ , дополнительной пористости  $P_2$  массива и электропроводности образцов в лаборатории  $\sigma_{э, л}$  можно оценить по формулам, аналогичным выведенным ранее:

$$\begin{aligned} \sigma_{э, мс} &= \sigma_{э, м} \frac{1 - P_2}{K_{и, мс}}; \\ \sigma_{э, л} &= \sigma_{э, м} \frac{1 - P}{K_{и, л}}. \end{aligned} \quad (4.89)$$

Отношение удельных электропроводностей

$$\frac{\sigma_{э, мс}}{\sigma_{э, л}} = \frac{K_{и, л} (1 - P_2)}{K_{и, мс} (1 - P)}, \quad (4.90)$$

где  $K_{и, л}$  и  $K_{и, мс}$  — коэффициенты извилистости токопроводящих каналов соответственно в лабораторном образце и в массиве.

Если  $K_{и, мс} \geq K_{и, л}$ , то  $\sigma_{э, мс}/\sigma_{э, л}$  всегда меньше единицы. Если  $K_{и, мс} \approx K_{и, л}$ , то максимальное различие между  $\sigma_{э, мс}$  и  $\sigma_{э, л}$  при  $P_2$ , равном даже 0,9, составляет один порядок.

Влияние влажности  $w$  массива на его удельную электропроводность более существенно.

Действительно, воспользовавшись формулой логарифмического средневзвешенного и приняв удельную электропроводность воды равной  $\sigma_{э, в}$ , можно написать

$$\sigma_{э, мс} = \sigma_{э, м}^{(1-w)} \sigma_{э, в}^w \quad (4.91)$$

Для большинства горных пород отношение  $\sigma_{э, в}/\sigma_{э, м}$  составляет не менее  $10^4$ , поэтому  $\sigma_{э, мс} = 10^{4w} \sigma_{э, м}$ , т. е. при  $w = 25\%$  происходит возрастание  $\sigma_{э, мс}$  на один порядок. Практически в этом случае огромную роль играют токопроводящие каналы, которые не учитываются в формуле (4.91). Поэтому рост  $\sigma_{э, мс}$  с увлажнением в реальных условиях еще более сильный (см. раздел 6.1). В этом случае при содержании даже 10% влаги в породе  $\sigma_{э, мс}$  повышается в  $10^3$  раз.

Рассмотрение связи между  $\sigma_{э, мс}$  и  $\sigma_{э, м}$  показывает, что наиболее вероятные значения  $\sigma_{э, мс}$  находятся на несколько порядков выше значений, определенных в лабораторных условиях на сухих образцах. Сравнение  $\sigma_{э, л}$  сухих образцов с  $\sigma_{э, мс}$  влажного массива практически не имеет смысла, поэтому необходимо определение  $\sigma_{э, л}$  влажных пород.

Тогда

$$\frac{\sigma_{э, мс}}{\sigma_{э, л}} = \frac{[w_{мс} K_{и, м, о} \sigma_{э, в} + (1 + w_{мс}) \sigma_{э, м} K_{и, м, в}] K_{и, л, в} K_{и, л, о}}{[w_{л} \sigma_{э, в} K_{и, л, о} + (1 - w_{л}) \sigma_{э, м} K_{и, л, в}] K_{и, м, в} K_{и, м, о}} \quad (4.92)$$

Если порода представляет собой идеальный диэлектрик ( $\sigma_{э, м}/\sigma_{э, мс} \rightarrow 0$ ), то

$$\frac{\sigma_{э, мс}}{\sigma_{э, л}} = \frac{K_{и, л, в}}{K_{и, м, в}} \frac{P + P_2}{P} \quad (4.93)$$

Наоборот, если порода сложена хорошо проводящими минералами, то

$$\frac{\sigma_{э, мс}}{\sigma_{э, л}} = \frac{K_{и, л, о}}{K_{и, м, о}} (1 - P_2) \quad (4.94)$$

В формулах (4.92)—(4.94) приняты следующие обозначения:  $w_{мс}$ ,  $K_{и, м, о}$ ,  $K_{и, м, в}$  — соответственно полная объемная влагоемкость ( $w_{мс} = P_1 + P_2$ ) и коэффициенты извилистости токопроводящих каналов в минеральном скелете и в насыщенном водой поровом пространстве для породы в массиве;  $w_{л}$ ,  $K_{и, л, о}$ ,  $K_{и, л, в}$  — то же, для породы в образцах.

Различие в результатах лабораторных определений  $\sigma_{э}$  на влажных образцах и натуральных, вычисленное по уравнениям (4.93)—(4.94), значительно меньше данных, рассчитанных по уравнению (4.90).

#### 4.9. Радиоактивность пород. Воздействие излучений

Естественная радиоактивность пород обусловлена наличием в их составе либо минералов, содержащих радиоактивные элементы (уран U, торий Th, радий Ra), либо радиоактивных изотопов калия ( $K^{40}$ ) (табл. 4.3), кальция, рубидия, циркония, олова, теллура, вольфрама, рения и висмута.

Кроме того, ряд минералов обладает способностью адсорбировать из окружающей среды радиоактивные элементы и изотопы, вследствие чего наличие таких минералов в породах также повышает их радиоактивность. Так, повышенной радиоактивностью

в результате сорбции элементов обладают глина и глинистые сланцы. Поэтому присутствие глин в осадочных породах (например, в мергелях) увеличивает их радиоактивность.

Радиоактивных элементов в земной коре очень мало. По приближенным оценкам, в литосфере содержится урана ( $U^{235}$ )  $2,1 \times 10^{-6}\%$ , урана ( $U^{238}$ )  $3 \cdot 10^{-4}\%$ , тория ( $Th^{232}$ )  $8 \cdot 10^{-4}\%$ , радия ( $Ra^{226}$ )  $1 \cdot 10^{-4}\%$ .

Таблица 4.3

Содержание радиоактивных элементов в породах

Порода	U, г/т	Th, г/т	K <sup>40</sup> , %	Порода	U, г/т	Th, г/т
Базальт	0,9	4,0	0,75	Известняк	1,3	2,1
Диабаз	0,8	2,0	—	Нефть	до 100	0,0005
Гранит	До 5	13,0	4,4	Уголь каменный	2,4	10,5

Как известно, при радиоактивном распаде, связанном с перестройкой ядер элементов, происходит излучение  $\alpha$ - и  $\beta$ -частиц и  $\gamma$ -лучей.

Альфа-частицы представляют собой положительно заряженные ядра атомов гелия, состоящие из двух протонов и двух нейтронов.  $\alpha$ -частицы вылетают из вещества с начальной скоростью от  $1,2 \times 10^9$  до  $2,3 \cdot 10^9$  см/с и энергией соответственно от  $3 \cdot 10^{-13}$  до  $1,7 \cdot 10^{-12}$  Дж.

Длина пробега  $\alpha$ -частиц незначительна. В воздухе она составляет 3—10 см, а в кварце, например, всего лишь 38,3 мкм.

Бета-частицы — это поток электронов (позитронов), вылетающих из ядра элемента с разной скоростью. У некоторых  $\beta$ -частиц скорость близка к скорости света. Длина пробега  $\beta$ -частиц в среднем значительно больше, чем  $\alpha$ -частиц, и в воздухе составляет от 1 см до 9 м в зависимости от начальной скорости. Максимальная энергия  $\beta$ -частиц изменяется от  $3,2 \cdot 10^{-14}$  до  $5,1 \times 10^{-13}$  Дж.

Гамма-лучи — это очень короткие электромагнитные волны с длиной волны менее  $1 \text{ \AA}$  ( $10^{-8}$  см), они характеризуются массой и энергией кванта.

Энергия  $\gamma$ -квантов может колебаться от  $8 \cdot 10^{-15}$  до  $4,8 \times 10^{-13}$  Дж в зависимости от длины волны. Так, энергия  $\gamma$ -квантов радиоактивного изотопа кобальта  $Co^{60}$  составляет  $1,8 \cdot 10^{-13}$  —  $2,1 \cdot 10^{-13}$  Дж.

Проникающая способность  $\gamma$ -лучей наибольшая. Пучок  $\gamma$ -квантов радиоактивного кобальта ослабляется в 2 раза лишь слоем свинца толщиной 1,6 см или алюминия толщиной 12 см.

Величина радиоактивности горных пород оценивается параметром удельной радиоактивности  $R$  — количеством распадающихся в 1 с атомов в 1 кг вещества. Так, удельная радиоактивность радия составляет  $3,7 \cdot 10^{13} \text{ с}^{-1} \cdot \text{кг}^{-1}$ .

Радиоактивность горных пород определяется по интенсивности их излучения. Для измерений радиоактивности применяют радиометры, сцинтилляционные анализаторы и т. д. Эти приборы представляют собой ловушки радиоактивного излучения, снабженные счетчиками  $\gamma$ -квантов,  $\alpha$ - и  $\beta$ -частиц.

Радиоактивность породы может быть также определена как относительный параметр  $\Gamma_{\text{акт}}$  (радиоактивность, приведенная к относительному содержанию урана):

$$\Gamma_{\text{акт}} = \frac{n_{\text{п}} M_{\text{э}} a}{n_{\text{э}} M_{\text{п}}}, \quad (4.95)$$

где  $n_{\text{п}}$  и  $n_{\text{э}}$  — количество вылетающих в 1 мин частиц соответственно из образца породы и эталона, содержащего уран;  $M_{\text{п}}$  и  $M_{\text{э}}$  — масса породы и эталона, кг;  $a$  — массовое содержание урана в эталоне.

Величина радиоактивности  $\Gamma_{\text{акт}}$  относительная, она называется грамм-эквивалентом урана на 1 г породы.

Исследование радиоактивности пород находит широкое применение в практике горного дела. Так, в уранодобывающей промышленности естественная радиоактивность руд используется на всех стадиях их добычи — для выявления границ рудных тел, сортировки урановых руд и т. д. Используется также повышенная радиоактивность калийных солей для их сортировки. В последнее время получает развитие радиометрический метод выборки кусков пустой породы из углей за счет повышенной радиоактивности первой по сравнению с углем.

Сверхвысокочастотные электромагнитные волны — рентгеновские лучи ( $f = 10^{16} \div 10^{20}$  Гц) и  $\gamma$ -лучи ( $f > 10^{20}$  Гц) обладают особыми, отличными от обычных, законами распространения и поглощения в горных породах. Взаимодействие этих лучей с веществом характеризуется двумя существенными факторами — малой длиной волны и большой энергией кванта. Поэтому в законах их распространения обнаруживаются некоторые общие черты с законами распространения микрочастиц. Появляется иная, чем у низкочастотных электромагнитных волн, зависимость между частотой и их поглощением в веществе.

Так, уже с диапазона рентгеновских лучей между коэффициентом поглощения  $\Theta$  и длиной волны  $\lambda_{\gamma}$  обнаруживается следующая приблизительная зависимость:

$$\Theta \approx \lambda_{\gamma}^3. \quad (4.96)$$

Это означает, что, в отличие от электромагнитных волн более низкой частоты (например, светового диапазона), с повышением частоты поля резко возрастает способность лучей проходить сквозь вещества. Объясняется это тем, что длина волн ( $10^{-8}$  —  $10^{-12}$  м) становится меньше расстояния между узлами (ионами) в кристаллах и атомы вещества уже не препятствуют прохождению

лучей. Кроме того, существенную роль играют большие значения энергии.

В любой среде рентгеновские и  $\gamma$ -лучи распространяются со скоростью, мало отличающейся от скорости света (разница не превышает 0,01%).

Проходя через вещество, рентгеновские и  $\gamma$ -лучи теряют энергию вследствие поглощения и рассеяния. Поглощение представляет собой превращение энергии в другой вид (для рентгеновских лучей это переход в энергию вторичного излучения). Рассеяние — это хаотическое изменение направления лучей в результате столкновения с частицами. В горных породах преобладает последнее явление — доля энергии, приходящейся на рассеивание, составляет около 90% общих потерь.

Полный коэффициент поглощения  $\gamma$ -лучей  $\theta$  равен сумме коэффициентов собственно поглощения и рассеяния. Чем больше плотность вещества, тем более сильное поглощение испытывают рентгеновские и  $\gamma$ -лучи.

Связь интенсивности гамма-излучения с плотностью пород  $\rho$  экспоненциальная:

$$J_{\gamma} = J_{\gamma_0} e^{-a\rho}, \quad (4.97)$$

где  $J_{\gamma_0}$  и  $J_{\gamma}$  — интенсивность лучей при выходе из источника и на расстоянии от него;  $a$  — параметр, зависящий только от энергии излучения.

Рентгеновские лучи наиболее широко применяются при исследовании минералов и горных пород.

Используются методы поглощения, интерференции и спектрального анализа. Метод поглощения (дефектоскопия) основан на зависимости ослабления прошедших через вещество рентгеновских лучей от неоднородности его строения, минерального состава и плотности. Этот метод применяют, например, для исследования характера распределения золы в угле и коксе. Уголь по сравнению с минеральными примесями слабее поглощает рентгеновские лучи, поэтому в месте скопления последних на снимках обнаруживаются тени. Метод дефектоскопии применяют также при определении качества слюды и в других технологических процессах.

Исследование пород часто производят с использованием рентгеновского микроскопа, что позволяет выявить некоторые особенности их строения и минерального состава, которые невозможно определить оптическим микроскопом.

## 5. Взаимная связь свойств, паспортизация пород.

### Свойства пород Луны

#### 5.1. Общие сведения о взаимосвязи свойств

Технические решения в горном производстве обычно принимаются при учете реальных колебаний состава и состояния пород и, следовательно, определенного диапазона изменений их физических свойств. По этим причинам однозначное определение показателей пород оправдано лишь в случае их изучения в лаборатории при сравнительных исследованиях или непосредственно в забое в процессе добычи с целью автоматического регулирования режима работы оборудования. В остальных случаях в практике инженерных расчетов вполне допустимо применение корреляционных зависимостей, позволяющих вычислить примерные значения физических параметров, особенно если их возможные отклонения от истинных находятся в пределах коэффициентов вариации свойств. Это дает возможность широко использовать особую группу корреляционных связей — уравнений взаимосвязей между свойствами пород.

Знание взаимосвязей свойств пород позволяет определять по известным параметрам другие, по свойствам в образце отыскивать свойства в массиве, сокращать число подлежащих изучению пород и параметров.

Особенно важно знать взаимосвязи свойств при использовании комбинированных физических способов воздействия на породы — термического с механическим, гидравлического с механическим, термического с электромагнитным, т. е. во всех случаях, когда приходится оперировать целым комплексом свойств и их зависимостей.

Существуют функциональные и стохастические связи между параметрами.

Функциональная связь — это связь между двумя физическими величинами, при которой одна из величин (функция) математически и однозначно зависит от другой (аргумента).

Стохастическая (корреляционная) связь — это связь между двумя случайными физическими величинами, при которой с изменением одной величины меняется распределение другой.

Наличие корреляции еще не означает, что существует причинно-следственная зависимость между двумя параметрами. Корреляция появляется и в том случае, если оба параметра в общем случае независимы друг от друга, но и тот, и другой зависят от фактора, не учитывающегося при исследованиях. В качестве такого фактора могут быть изменения в строении кристаллической решетки, химическом составе, структуре, текстуре и минеральном составе породы, а также изменения внешних полей.

В связи с этим выделяют взаимосвязи свойств пород, обусловленные изменениями минерального состава, строения пород и внешних физических полей.

Если представить себе некоторые условные количественные показатели минерального состава  $M$  и строения  $C$  и предположить, что исследуемая группа пород находится в постоянных внешних полях, имеет примерно одинаковый минеральный состав  $M$ , но различное  $C$ , то, учитывая зависимость свойств пород от строения, можно написать

$$X = X_0 f_1(C); \quad (5.1)$$

$$Y = Y_0 f_2(C), \quad (5.2)$$

где  $X$  и  $Y$  — искомые значения параметров породы при данном  $C$ ;  $X_0$  и  $Y_0$  — физические параметры породы при некотором значении  $C = C_0$  и данном минеральном составе.

Из формулы (5.1) следует, что

$$C = \frac{1}{X_0} f_3(X). \quad (5.3)$$

Поэтому, подставив (5.3) в (5.1), получим

$$Y = \frac{Y_0}{X_0} f_4(X). \quad (5.4)$$

Таким образом, уравнение (5.4) связывает две переменные величины — параметры  $X$  и  $Y$  при постоянном  $M$ . Это взаимосвязь, обусловленная переменным строением горных пород.

Если же предположить, что  $C$  данной группы пород постоянно и равно  $C_0$ , а  $M$  значительно изменяется, то в результате аналогичных действий можно получить

$$Y_0 = A f_1(X_0), \quad (5.5)$$

где  $A$  — коэффициент, зависящий от величин  $X$  и  $Y$  при некотором исходном значении  $M = M_0$ .

Таким образом, уравнение (5.5) тоже дает связь между двумя параметрами, но уже при постоянном  $C$ , т. е. взаимосвязь, обусловленную переменным составом.

Подставив уравнение (5.5) в уравнение (5.4), получим

$$Y = A_2 f_2(M, C) f_3(X). \quad (5.6)$$

Учитывая, что уравнение (5.6) включает в себя одновременно четыре переменные величины, оно имеет неопределенный характер. Это значит, что в общем случае для группы пород с произвольными колебаниями минерального состава и строения невозможно установить взаимосвязь между двумя параметрами.

Зная, однако, граничные значения  $C$ , можно рассчитать некоторую область изменения взаимосвязи при известных пределах изменения  $C$  (рис. 5.1).

Линейная же зависимость возможна при

$$\varphi_2(M, C) \approx \text{const.} \quad (5.7)$$

Таким образом, при установлении взаимосвязи свойств необходимо выявить вид функции  $\varphi_2$  и ту область, где  $\varphi_2 \approx \text{const.}$

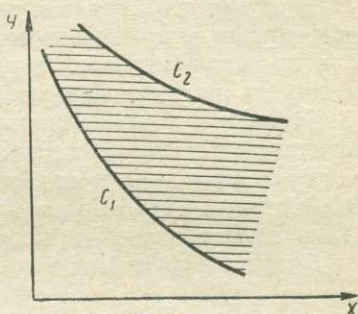


Рис. 5.1. Область изменения взаимосвязи двух физических параметров  $X$  и  $Y$  при изменении строения пород от  $C_1$  до  $C_2$

Для этого, в свою очередь, нужно определить основные петрографические характеристики пород и зависимости свойств от этих характеристик.

Следовательно, взаимосвязи свойств являются производными зависимостями свойств пород от их строения и состава. Для каждой пары физических параметров могут существовать в общем виде несколько взаимосвязей. Одна из них, например, может характеризовать связь свойств при переменном минеральном составе, другая — при переменном строении пород. При этом взаимосвязи будут, как правило, отличаться друг от друга и иметь различные границы применимости.

Обобщая вышеизложенное, можно вывести следующие основные принципы существования взаимосвязей.

1. Достаточно тесную взаимосвязь между двумя физическими параметрами произвольно выбранной группы пород можно обнаружить лишь в случае одинаковой их зависимости как от строения, так и от минерального состава.

2. Если для двух параметров существуют разные их зависимости от строения и минерального состава, то можно обнаружить лишь область изменения одного параметра с изменением другого.

3. Наиболее вероятно установление связи между параметрами в случае, если исследуется группа пород со значительным изменением строения, но с примерно постоянным минеральным составом или наоборот.

4. В случае, если известны две или более взаимосвязей типа:

$$\left. \begin{aligned} Y &= A\varphi_1(X) \varphi_2(M, C); \\ Y &= B\varphi_3(Z) \varphi_4(M, C) \\ \dots \dots \dots \end{aligned} \right\} \quad (5.8)$$

то возникает возможность путем решения системы уравнений получить взаимосвязь параметра  $Y$  от комплекса физических параметров  $X, Z$  и других (т. е. установить множественную корреляцию).

Зная при этом область изменения  $X, Z, \dots$ , в пределах которой справедливо выведенное из (5.8) уравнение, для расчета  $Y$  уже не возникает необходимости [в отличие от уравнения (5.6)] оценивать петрографические характеристики породы.

Так как установление взаимосвязи физических свойств пород методом подстановки переменной величины из одного уравнения в другое приводит к исчезновению параметров в уравнении, на базе которых установлена взаимосвязь, то иногда более целесообразно пользоваться не подстановкой, а отношением уравнений.

Так, взяв исходные уравнения (5.1) и (5.2), можно написать

$$\frac{X}{Y} = \frac{X_0}{Y_0} \frac{f_1(C)}{f_2(C)} \quad (5.9)$$

или

$$\frac{X_1}{Y_1} = \frac{X}{X_0} \frac{Y_0}{Y} = \frac{f_1(C)}{f_2(C)} = \varphi(C). \quad (5.10)$$

В уравнении (5.10) взаимосвязь свойств выступает как соотношение приведенных значений двух параметров  $X_1$  и  $Y_1$  в области изменчивости  $C$ .

Пользуясь для расчета  $X$  уравнением (5.10), необходимо знать  $f_1(C)$  и  $f_2(C)$ ,  $C$  и значения параметра  $Y$  при любом значении  $C$ , т. е. нужно знать больше характеристик, чем при использовании уравнения (5.9). Однако в этом случае можно не опасаться грубой ошибки в расчетах из-за применения формулы взаимосвязи, не соответствующей исходным условиям. Кроме того, по таким уравнениям можно решать и обратную задачу — определять строение (или состав) пород по известным значениям физических параметров.

## 5.2. Взаимосвязи свойств пород, обусловленные переменным минеральным составом

Установление взаимосвязей между свойствами горных пород на базе строения их кристаллической решетки невозможно из-за большого разнообразия в их минеральном составе и макростроении. Последние факторы вызывают такой разброс данных, что взаимосвязи на базе микрофакторов полностью исчезают. В силу

этого взаимосвязь между свойствами, экспериментально установленная для минералов, справедлива для горных пород лишь тогда, когда оба параметра породы могут быть аддитивно вычислены по параметрам слагающих породу минералов. Этому условию соответствуют скалярные параметры.

Действительно, если для минералов существует взаимосвязь между параметрами  $X_M$  и  $Y_M$ :

$$X_M = AY_M, \quad (5.11)$$

а для пород:

$$Y_p = \sum_{i=1}^n Y_{Mi} V_{Mi}; \quad (5.12)$$

$$X_p = \sum_{i=1}^n X_{Mi} V_{Mi}, \quad (5.13)$$

то

$$X_p = BY_p, \quad (5.14)$$

где  $A$  и  $B$  — некоторые коэффициенты;  $V_{Mi}$  — относительный объем минерала, входящего в состав породы, с физическими параметрами  $X_{Mi}$  и  $Y_{Mi}$ .

В остальных случаях взаимосвязи на базе изменения минерального состава возникают тогда, когда оба рассматриваемых параметра сильно зависят от содержания какого-либо минерала в породе.

Взаимосвязь между скалярными и тензорными (вдоль слоистости) параметрами пород выражается в виде прямой линии:

$$X = a \pm bY. \quad (5.15)$$

Очевидно, что наиболее устойчивая связь между обоими параметрами будет при  $b = 1$ , т. е. когда

$$\frac{X_1 - X_2}{Y_1 - Y_2} = \frac{\Delta X}{\Delta Y} = 1, \quad (5.16)$$

что для случая двухкомпонентной породы означает равенство разности численных значений физических параметров двух минералов, слагающих данную группу горных пород.

Для двухкомпонентной породы уравнение (5.15) может быть записано в виде

$$X = \frac{Y - Y_{M1}}{Y_{M2} - Y_{M1}} (X_{M2} - X_{M1}) + X_{M1}, \quad (5.17)$$

где  $Y_{M1}$ ,  $Y_{M2}$ ,  $X_{M1}$ ,  $X_{M2}$  — соответствующие физические параметры первого и второго минералов, слагающих породу.

В качестве примера такой возможной взаимосвязи может служить связь между модулем Юнга  $E$  (вдоль слоистости) и удельной теплоемкостью  $c$  железистых кварцитов (рис. 5.2).

Известно, что физические параметры слагающих эти породы двух основных минералов — магнетита (м) и кварцита (кв) (с учетом поликристалличности агрегатов) следующие:

$$c_M = 0,48 \text{ кДж}/(\text{кг} \cdot \text{К}), E_M = 16 \cdot 10^{10} \text{ Па};$$

$$c_{\text{кв}} = 0,61 \text{ кДж}/(\text{кг} \cdot \text{К}), E_{\text{кв}} = 7 \cdot 10^{10} \text{ Па}.$$

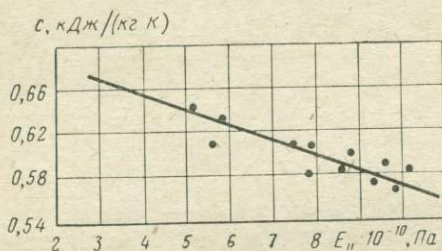


Рис. 5.2. Взаимосвязь между удельной теплоемкостью и модулем упругости железистых кварцитов параллельно слоистости (на базе минерального состава)

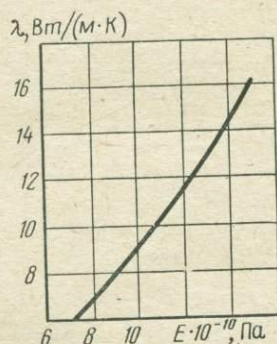


Рис. 5.3. Взаимосвязь между коэффициентом теплопроводности и модулем упругости железистых кварцитов перпендикулярно к слоистости (на базе минерального состава)

Следовательно, подставив численные значения  $E$  и  $c$  кварцита и магнетита в уравнение (5.15), получим

$$c = 0,71 - 1,45 \cdot 10^{-12} E. \quad (5.18)$$

В данном случае наблюдается возрастание теплоемкости пород с уменьшением модуля Юнга. При других причинах, вызывающих возникновение взаимосвязи между  $E$  и  $c$ , возможна обратная закономерность. Иными словами, взаимосвязь (5.18) имеет вполне определенную и ограниченную область применения, обусловленную минеральным составом породы, для которого произведен расчет.

Взаимосвязь между тензорными параметрами для двухкомпонентных сред перпендикулярно к слоистости, когда эти параметры рассчитываются методом гармонического средневзвешенного, выражается в общем виде формулой

$$X_{\perp} = \frac{X_1 X_2}{Y_1(Y_2 - Y_{\perp}) + Y_{\perp}(Y_2 - Y_1)} (X_2 - X_1) + X_1 \quad (5.19)$$

или

$$X_{\perp} = \frac{AY_{\perp}}{B \pm CY_{\perp}}, \quad (5.20)$$

где  $A$ ,  $B$  и  $C$  — некоторые коэффициенты.

Взаимосвязь в данном случае изображается графически в виде гиперболы. В качестве примера можно привести связь между модулем Юнга  $E$  тех же железистых кварцитов и их коэффициентом теплопроводности  $\lambda$  при условии проведения измерений перпендикулярно к слоистости (рис. 5.3). Так как  $E_m = 1,6 \times 10^{11}$  Па;  $\lambda_m = 18$  Вт/(м·К);  $E_{кв} = 7 \cdot 10^{10}$  Па;  $\lambda_{кв} = 6$  Вт/(м·К), то, используя уравнение (5.19), получим

$$\lambda = \frac{108E}{15 \cdot 10^{11} - 3,3E}. \quad (5.21)$$

С увеличением модуля упругости железистых кварцитов наблюдается возрастание их коэффициента теплопроводности, что полностью согласуется с экспериментально полученными результатами.

При рассмотрении взаимосвязи скалярного и тензорного параметров поперек слоистости (а также тензорного параметра вдоль слоистости с тензорным поперек слоистости) может быть выведена формула взаимосвязи следующего вида:

$$X_{\parallel} = A \pm \frac{B}{CY_{\perp}}. \quad (5.22)$$

Взаимосвязь между физическими параметрами горных пород, зависимость от минерального состава которых выражается формулой логарифмического средневзвешенного, имеет степенной вид

$$X = AY^{\pm B} \quad (5.23)$$

или

$$\lg X = \frac{\lg Y - \lg Y_2}{\lg Y_1 - \lg Y_2} (\lg X_1 - \lg X_2) + \lg X_2. \quad (5.24)$$

Вывод взаимосвязи тензорного параметра  $Y_{тз}$ , выраженного по формуле логарифмического средневзвешенного, со скалярным параметром  $X_{ск}$  приводит к уравнению типа

$$X_{ск} = \frac{\lg Y_{тз} - \lg Y_2}{\lg Y_1 - \lg Y_2} (X_1 - X_2) + X_2 \quad (5.25)$$

или

$$X_{ск} = A \lg Y_{тз} \pm B. \quad (5.26)$$

Взаимосвязи между двумя физическими параметрами пород на практике чаще всего устанавливают экспериментально путем многочисленных измерений обоих параметров для изучаемой группы пород. Затем строят точечные графики связи между

параметрами и обрабатывают их методами математической статистики.

Рассмотренный выше расчетный метод позволяет прогнозировать взаимосвязи свойств без эксперимента и объяснять исходные факторы, обуславливающие взаимосвязь, что весьма важно для установления правильных границ применимости корреляционных уравнений.

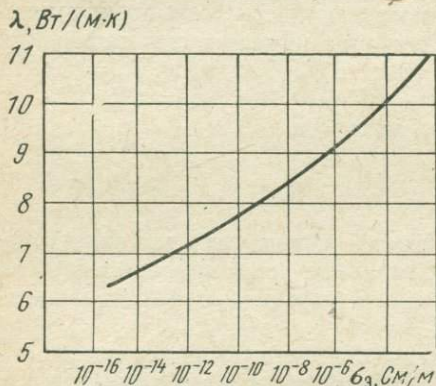


Рис. 5.4. Взаимосвязь между коэффициентом теплопроводности и удельной электрической проводимостью гематитовой руды (на базе минерального состава)

Так, заранее для непористых пород можно предсказать обратно пропорциональную взаимосвязь между пределом прочности при сжатии  $\sigma_{сж}$  и удельной электропроводностью  $\sigma_{э}$ , поскольку наиболее прочные минералы, входящие в состав пород, как правило, являются диэлектриками. И наоборот, между коэффициентом теплопроводности  $\lambda$  и  $\sigma_{э}$  рудных пород существует прямо пропорциональная взаимосвязь, поскольку увеличение содержания в них рудных минералов повышает оба параметра.

Так, основные слагающие гематитовую руду минералы — кварц и гематит (гем). Их коэффициенты теплопроводности  $\lambda$  и удельное электрическое сопротивление  $\rho_{э}$  равны соответственно:

$$\lambda_{кв} = 6,02 \text{ Вт/(м·К)}; \lambda_{гем} = 11,2 \text{ Вт/(м·К)}; \rho_{э, кв} = 10^{17} \text{ Ом·м};$$

$$\rho_{э, гем} = 10 \text{ Ом·м}.$$

Отсюда, используя уравнение (5.24), можно получить

$$\lg \lambda = \frac{\lg \rho_{э} - \lg 10}{\lg 10^{17} - \lg 10} (\lg 6,02 - \lg 11,2) + \lg 11,2$$

или (рис. 5.4)

$$\lg \lambda = 1,066 + 0,017 \lg \sigma_{э}. \quad (5.27)$$

### 5.3. Взаимосвязи свойств пород, обусловленные переменным строением

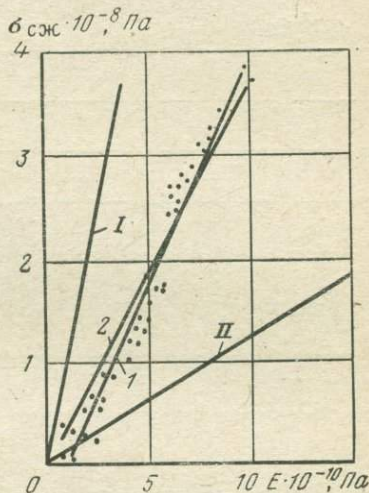
Одним из основных параметров строения, наиболее существенно влияющим на физические свойства пород, является их пористость. Поэтому на базе пористости можно выявить

большое число взаимосвязей физических свойств горных пород. Расчет зависимостей можно производить, используя уравнения, приведенные в предыдущих разделах.

Как известно, наиболее сильные зависимости от пористости наблюдаются для модуля Юнга  $E$ , прочностных параметров и коэффициента теплопроводности. Поэтому между этими параметрами возможны взаимосвязи на базе пористости.

Рис. 5.5. Взаимосвязь между пределом прочности при сжатии и модулем упругости для осадочных горных пород:

1 — непосредственная корреляция;  
2 — расчетная корреляция; I и II — предельные границы изменения взаимосвязи



Так, между величинами  $E$  и  $\sigma_{сж}$  наиболее вероятна прямая линейная связь, так как эти параметры примерно одинаково зависят от пористости.

Используя известные зависимости (2.33) и (2.50), можно записать

$$\sigma_{сж} = E \frac{\sigma_{сж0} (1 - a_1 P)^2}{E_0 (1 - a_2 P)^2} \quad (5.28)$$

Если  $a_1 \approx a_2$ , а  $\sigma_{сж0}/E_0 = \text{const} = \varepsilon_0$ , то  $\sigma_{сж} = \varepsilon_0 E$ .

Действительно, в результате статистической обработки большого числа данных, полученных для различных пород, была выведена следующая зависимость:

$$\sigma_{сж} = 420 (E \cdot 10^{-10} - 1,06) 10^5 \text{ Па}, \quad (5.29)$$

что весьма близко к выражению  $\sigma_{сж} = 375 E \cdot 10^{-5} \text{ Па}$  (кривые I и 2 на рис. 5.5).

Если на график нанести точки, относящиеся к любым породам, то они расположатся в области, ограниченной уравнениями (кривые I и II на рис. 5.5):

$$\sigma'_{сж} = 900 \cdot E \cdot 10^{-5}; \quad (5.30)$$

$$\sigma_{сж} = 120 \cdot E \cdot 10^{-5}. \quad (5.31)$$

Таким образом, общей зависимости между  $\sigma_{сж}$  и  $E$  не существует. Тем не менее взаимосвязь между этими параметрами настолько сильна, что тенденция увеличения  $\sigma_{сж}$  с возрастанием  $E$  наблюдается даже при нанесении на график данных по всем породам.

Установлено много зависимостей между различными физическими параметрами и объемной массой пород. Объясняется

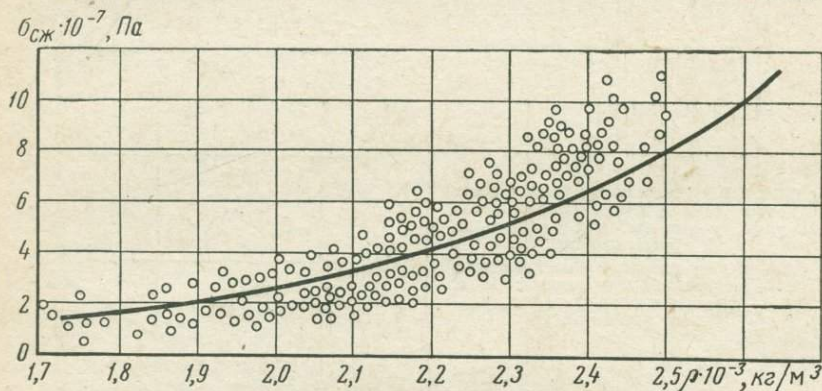


Рис. 5.6. Взаимосвязь между пределом прочности при сжатии и объемной массой известняка

это тем, что исследуемые параметры и объемная масса зависят от одного и того же фактора строения — от пористости. Плотность же от пористости, как известно, не зависит. Так как

$$\rho = \rho_0 (1 - P), \quad (5.32)$$

а зависимость  $\sigma_{сж}$  и  $E$  от  $P$  выражается уравнениями (2.33) и (2.50), путем простейших преобразований можно получить:

$$\sigma_{сж} = \sigma_{сж0} (B + C\rho)^2; \quad (5.33)$$

$$E = E_0 (B_1 + C_1\rho)^2, \quad (5.34)$$

где  $B$ ,  $B_1$  и  $C$ ,  $C_1$  — некоторые постоянные.

Действительно, многочисленные экспериментальные данные исследования пород свидетельствуют о наличии квадратичных взаимосвязей между указанными параметрами.

Так, для известняков Коробчевского месторождения характерно следующее соотношение между  $\sigma_{сж}$  и  $\rho$  (рис. 5.6):

$$\sigma_{сж} = (1,22 \cdot 10^{-3}\rho^2 - 4,16\rho + 3670) 10^5 \approx 1220 \cdot 10^5 (10^{-3}\rho - 1,7)^2. \quad (5.35)$$

Для известняков Мелехово-Федотовского месторождения

$$\sigma_{сж} = 900 (10^{-3} \cdot \rho - 1,53)^2 \cdot 10^5, \quad (5.36)$$

а для доломитов

$$\sigma_{сж} = 110 (10^{-3} \cdot \rho - 1,7)^2 10^5. \quad (5.37)$$

Связь между модулем упругости и объемной массой карбонатных пород примерно следующая:

$$E = 7,2 \cdot 10^{10} (10^{-3} \cdot \rho - 1,8)^2. \quad (5.38)$$

Поскольку четкой связи между коэффициентом Пуассона и пористостью не установлено, остается неопределенной взаимосвязь между  $\sigma_{сж}$  и  $\nu$ .

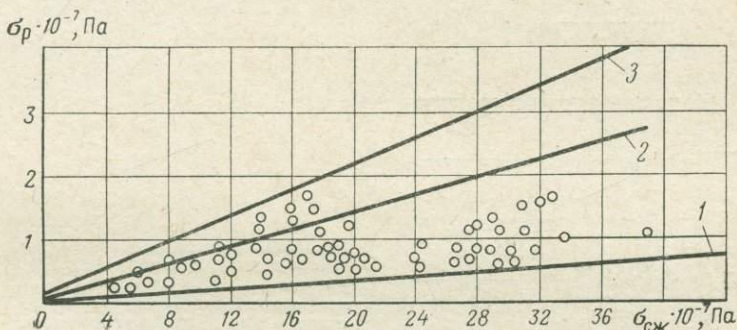


Рис. 5.7. Взаимосвязь между  $\sigma_{сж}$  и  $\sigma_p$  различных пород при изменении пористости: 1 и 3 — предельные границы изменения взаимосвязи; 2 — средняя линия

Между  $\sigma_{сж}$  и  $\sigma_p$  можно установить некоторые 'прямолинейные взаимосвязи, причем большинство их располагается в области, ограниченной следующими прямыми (рис. 5.7):

$$\sigma_{сж} = 60\sigma_p; \quad \sigma_{сж} = 9\sigma_p. \quad (5.39)$$

Расчетным путем можно установить обобщенную взаимосвязь между скоростью продольных упругих волн  $v_p$  и пределом прочности при сжатии.

Как известно,

$$v_p = \sqrt{\frac{E(1-\nu)}{\rho(1+\nu)(1-2\nu)}}. \quad (5.40)$$

Если принять, что величина  $\nu$  большинства пород находится в пределах 0,15—0,33, то

$$v_p = (1,03 \div 1,27) \sqrt{\frac{E}{\rho}}. \quad (5.41)$$

Подставляя в это выражение  $E = \sigma_{сж}/\epsilon_0$ , получаем

$$\sigma_{сж} = (0,62 \div 0,94) v_p^2 \rho \epsilon_0. \quad (5.42)$$

Так как  $\epsilon_0 = 2 \cdot 10^{-3} - 5 \cdot 10^{-3}$ , то

$$\sigma_{сж} = (2,1 \div 3,5) 10^{-3} v_p^2 \rho. \quad (5.43)$$

Таким образом, для определенных групп пород, у которых  $\rho$  и  $\nu$  меняются в довольно узком пределе, а между  $E$  и  $\sigma_{сж}$

существует достаточно тесная взаимосвязь на основе пористости, можно вывести уравнение взаимосвязи между  $\sigma_{сж}$  и  $v_p$ :

$$\sigma_{сж} = Bv_p^2 \quad (5.44)$$

Действительно, экспериментально выведена, например, взаимосвязь между этими параметрами для горных пород Кузбасса

$$\sigma_{сж} = \left( \frac{45 \cdot 10^5}{6120 - v_p} - 800 \right) \cdot 10^5 \quad (5.45)$$

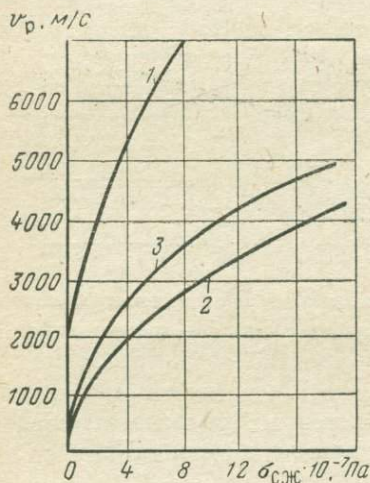


Рис. 5.8. Взаимосвязь между скоростью упругих волн  $v_p$  и  $\sigma_{сж}$ : 1 и 2 — предельные линии границы изменения взаимосвязи; 3 — зависимость для кузбасских пород

$$\sigma_{сж} = \frac{A}{B - v_p} - C$$

Как видно из графика (рис. 5.8), эта кривая располагается между расчетными, вычисленными по формуле (5.43).

Рассматривая тепловые свойства пород, также можно установить некоторые взаимосвязи между параметрами. Так, между теплопроводностью пород и их объемной массой выявлена следующая корреляционная взаимосвязь:

$$\lambda = 8,93 \cdot 10^{-11} \rho^{3,1} \quad (5.46)$$

Если считать  $\rho_0 \approx 2700 \text{ кг/м}^3$ , то из (5.46) можно получить уравнение

$$\lambda = 3,9 (1 - P)^3.$$

Это уравнение идентично ранее приведенному уравнению (3.30).

У пород примерно одинакового минерального состава наблюдается четкая зависимость объемной теплоемкости и коэффициента теплопроводности от пористости [см. уравнения (3.20) и (3.30)].

Решая совместно эти уравнения, можно получить

$$\lambda = \lambda_0 \frac{c_V^3}{c_{0V}^3} \quad (5.47)$$

где  $c_{0V}$  и  $c_V$  — объемные теплоемкости минеральной фазы и пористой породы.

Так как величины  $c_{0V}$  и  $\lambda_0$  пород одинакового минерального состава постоянны, то формула (5.47) выражает некоторую связь между  $c_V$  и  $\lambda$  этих пород на основе их пористости (рис. 5.9):

$$\lambda = Bc_V^3, \quad (5.48)$$

где  $B$  — некоторый постоянный коэффициент.

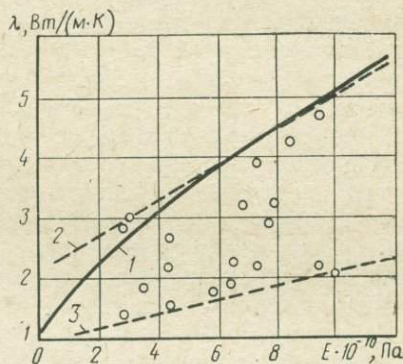
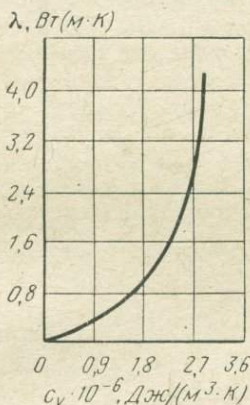


Рис. 5.9. Взаимосвязь между объемной теплоемкостью и коэффициентом теплопроводности пород на базе их пористости

Рис. 5.10. Взаимосвязь между коэффициентом теплопроводности  $\lambda$  и модулем упругости  $E$  пород при изменении пористости:

1 — теоретическая кривая; 2 и 3 — линии, ограничивающие разброс экспериментальных данных для разных пород

Для пород, имеющих примерно одинаковый минеральный состав, но различную пористость, можно рассчитать возможные взаимосвязи между тепловыми и механическими свойствами.

Так, используя зависимости  $E$  и  $\lambda$  от пористости — уравнения (2.33) и (3.30), можно установить взаимосвязь между этими параметрами на базе пористости пород (рис. 5.10):

$$\frac{\lambda}{\lambda_0} = \left[ 1 - \frac{1}{A} \left( 1 - \sqrt{\frac{E}{E_0}} \right) \right]^3. \quad (5.49)$$

Так как  $\lambda_0$  и  $E_0$  группы пород более или менее одинакового минерального состава примерно постоянны,

$$\lambda = B(C + \sqrt{E})^3, \quad (5.50)$$

где  $A$ ,  $B$  и  $C$  — некоторые постоянные коэффициенты.

Как видно из рис. 5.10, кривая, построенная по уравнению (5.50), очерчивает границу максимальных значений экспериментальных данных связи между  $\lambda$  и  $E$ . Большой разброс экспериментальных данных обусловлен сильным колебанием минерального состава исследуемых горных пород. Такая закономерность должна весьма четко соблюдаться у известняков,

обладающих широкими пределами изменения пористости при примерно постоянном минеральном составе.

Аналогично, решая совместно уравнения (2.50) и (3.30), получим

$$\lambda = B_2 (C_2 + \sqrt{\sigma_{сж}})^3. \quad (5.51)$$

Так как параметр  $E$  можно определить по скорости прохождения упругих волн в породе, а нахождение последней возможно и в массиве, становится возможным в ряде случаев вычислять коэффициент теплопроводности массива по величине  $v_p$  без прямых измерений  $\lambda$ .

Аналогично можно ожидать наличие взаимосвязей между электрическими свойствами пород. Так, с увеличением пористости происходит уменьшение удельной электропроводности, диэлектрической проницаемости и  $\text{tg } \delta$  пород.

Поэтому возможна корреляционная связь между этими показателями в пределах пористых пород примерно постоянного состава. С увеличением одного параметра будет наблюдаться рост остальных параметров породы.

На базе пористости пород возможна примерно прямо пропорциональная связь между  $\sigma_{сж}$  и  $\sigma_3$  и между  $\lambda$  и  $\sigma_3$ , поскольку с увеличением пористости они уменьшаются.

#### 5.4. Множественная корреляция между физическими свойствами пород

Взаимосвязи между двумя физическими параметрами иногда обладают большим разбросом данных, так как при этом все прочие параметры породы условно сводятся к одному среднему значению. Сузить величину разброса данных, существующую при парной корреляции, можно путем ввода в корреляционное уравнение дополнительно учитываемых переменных, в том числе и параметров других свойств. В результате осуществляется переход к множественной корреляции.

Так, для скалярных параметров пригодна взаимосвязь, выраженная формулой (5.15), а для двухкомпонентной породы — взаимосвязь, выраженная формулой парной корреляции (5.17), которую можно представить в следующем виде:

$$X - X_2 = \frac{X_1 - X_2}{Y_1 - Y_2} (Y - Y_2). \quad (5.52)$$

В случае многокомпонентной породы при теоретическом вычислении взаимосвязи нет возможности полностью избавиться от третьих и четвертых переменных — объемного содержания соответствующих минеральных компонент. В этом случае целесообразно установление связи между несколькими физическими параметрами.

Так, если имеются три зависимости:

$$\left. \begin{aligned} X &= X_1 V_1 + X_2 V_2 + X_3 V_3; \\ Y &= Y_1 V_1 + Y_2 V_2 + Y_3 V_3; \\ Z &= Z_1 V_1 + Z_2 V_2 + Z_3 V_3, \end{aligned} \right\} \quad (5.53)$$

где  $V_1 + V_2 + V_3 = 1$  — относительные объемные содержания первого, второго и третьего минералов, то после соответствующего решения этой системы уравнений можно получить

$$\begin{aligned} X &= \frac{(Y - Y_3)(Z_2 - Z_3) - (Z - Z_3)(Y_2 - Y_3)}{(Y_1 - Y_3)(Z_2 - Z_3) - (Z_1 - Z_3)(Y_2 - Y_3)}(X_1 - X_3) + \\ &+ \frac{(Z - Z_3)(Y_1 - Y_3) - (Y - Y_3)(Z_1 - Z_3)}{(Y_1 - Y_3)(Z_2 - Z_3) - (Y_2 - Y_3)(Z_1 - Z_3)}(X_2 - X_3) + X_3. \end{aligned} \quad (5.54)$$

Выделив в уравнении (5.54) постоянные коэффициенты, получим

$$X = \pm AY \pm BZ \pm C. \quad (5.55)$$

Это уравнение есть множественная корреляция между физическими параметрами  $X$ ,  $Y$ ,  $Z$ , установленная на базе переменного содержания трех минералов в породе.

Для гранита, например, можно выявить взаимосвязь на базе минерального состава между параметрами  $c$ ,  $\lambda$ ,  $E$ .

Известно, что для кварца

$$E_{\text{кв}} = 7 \cdot 10^{10} \text{ Па}; c_{\text{кв}} = 0,61 \text{ кДж/(кг} \cdot \text{К)}; \lambda_{\text{кв}} = 6,02 \text{ Вт/(м} \cdot \text{К)};$$

для полевого шпата

$$E_{\text{шп}} = 7,12 \cdot 10^{10} \text{ Па}; c_{\text{шп}} = 0,75 \text{ кДж/(кг} \cdot \text{К)}; \lambda_{\text{шп}} = 2,4 \text{ Вт/(м} \cdot \text{К)};$$

для слюды

$$E_{\text{сл}} = 6,6 \cdot 10^{10} \text{ Па}; c_{\text{сл}} = 0,77 \text{ кДж/(кг} \cdot \text{К)}; \lambda_{\text{сл}} = 1,6 \text{ Вт/(м} \cdot \text{К)}.$$

В результате расчетов получим уравнение

$$\lambda = 1,2 \cdot 10^{-10} E - 26,7c + 14. \quad (5.56)$$

Множественные корреляции возможны также и на базе параметров строения пород, например пористости.

При выводе уравнения (5.44) исходили из предположения, что, например, коэффициент Пуассона и объемная масса пород не зависят от их пористости. Это не всегда соответствует действительности, и, следовательно, точность выведенной взаимосвязи в данном случае снижается. Более точная взаимосвязь получится, если в это уравнение ввести дополнительные переменные.

Так, например коэффициент поглощения упругих колебаний тоже существенно зависит от пористости пород. Введя его в уравнение (5.44), можно избавиться от влияния пористости пород на объемную массу  $\rho$ .

Если

$$\theta = \theta_0 P^2, \quad (5.57)$$

то, используя зависимость  $\rho = \rho_0 (1 - P)$  и подставляя в уравнение (5.44) вместо  $\rho$  его выражение через  $\theta$ , можно вывести следующее уравнение множественной корреляции

$$v_p^2 = \frac{\sigma_{сж} (1 - v)}{\varepsilon_0 \rho_0 \left(1 - \sqrt{\frac{\theta}{\theta_0}}\right) (1 + v) (1 - 2v)} \quad (5.58)$$

или

$$\sigma_{сж} = v_p^2 (A - B \sqrt{\theta}). \quad (5.59)$$

Существуют экспериментальные данные, подтверждающие большую точность уравнения (5.59) по сравнению с уравнением (5.44). Согласно уравнению (5.59), с увеличением коэффициента поглощения  $\theta$  упругих колебаний величина  $\sigma_{сж}$  пород уменьшается даже при высоких скоростях распространения в них упругих колебаний.

Коэффициенты  $A$  и  $B$  в данном уравнении могут быть определены экспериментально по известным значениям параметров  $\rho_0$ ,  $\theta_0$ ,  $\varepsilon_0$ ,  $v$  изучаемых типов пород, т. к. эти величины обусловлены минеральным составом пород

Вводя дополнительные физические параметры в корреляционное уравнение, можно еще больше сузить разброс данных и получить большую точность рассчитанных физических характеристик. Однако существуют разумные пределы увеличения числа пере-

#### Расшифровка паспорта физиче

I	II		III	IV
Название породы или цифровой код	Группа размера зерен	Группа формы зерен	Группа трещиноватости	Группа пористости
	Группа коэффициента неоднородности по размерам	Группа коэффициента неоднородности по форме		
	Группа коэффициента ориентации зерен		Группа объемной массы	

менных факторов. Ведь если для расчета какого-то одного параметра необходимо определить четыре-пять других, то применение такой корреляционной взаимосвязи для практических расчетов нецелесообразно.

Поэтому уравнения множественной корреляции целесообразны лишь в случае, когда в результате их использования точность вычислений возрастает и расширяется область применения уравнений.

### 5.5. Паспортизация горных пород по физико-техническим параметрам

Цель паспортизации пород состоит в том, чтобы компактно записывать основные физические параметры пород с практически достаточной для расчетов степенью точности. Паспорта горных пород позволяют систематизировать, классифицировать, обрабатывать данные методами вычислительной техники. Информация, получаемая из паспортов горных пород, вполне достаточна для выполнения большинства практических расчетов. Базовые свойства пород позволяют по известным формулам вычислить производные показатели, в том числе и технологические.

В паспорт горных пород (табл. 5.1) входят их название (I), характеристики состава (II) и комплекс основных

Таблица 5.1

ских свойств горных пород

V				VI			
Группа механических свойств (числитель)				Группа электромагнитных свойств			
Предел прочности при сжатии	Предел прочности при растяжении	Модуль упругости	Коэффициент Пуассона	Удельное электрическое сопротивление	Диэлектрическая проницаемость	Тангенс угла диэлектрических потерь	Магнитная проницаемость
Группа тепловых свойств (знаменатель)							
Коэффициент теплопроводности	Удельная теплоемкость	Коэффициент линейного температурного расширения					

параметров (III, IV, V и VI), достаточных для оценки породы как объекта горных работ, записанных в виде соответствующего номера группы.

Все показатели строения и свойств горных пород по численному значению разбиты на 10 групп (табл. 5.2, 5.3, 5.4, 5.5), причем пределы изменения их в каждой группе выбраны с учетом предельных значений параметров для пород и коэффициента

Таблица 5.2

Группирование размеров зерен в горных породах

Тип структуры породы	Размер зерен, мм	Группа размера зерен
Аморфная	0	0
Скрытокристаллическая:		
коллоидная	$0-5 \cdot 10^{-4}$	1
глинистая	$5 \cdot 10^{-4}-10^{-3}$	2
алевритовая	$10^{-3}-5 \cdot 10^{-2}$	3
Песчаная:		
мелкозернистая	$5 \cdot 10^{-2}-10^{-1}$	4
	$10^{-1}-2,5 \cdot 10^{-1}$	5
среднезернистая	$2,5 \cdot 10^{-1}-5 \cdot 10^{-1}$	6
Грубообломочная:		
крупнозернистая	$5 \cdot 10^{-1}-1$	7
грубозернистая	1-5	8
гигантозернистая	>5	9

вариации, в результате чего интервал разбивки параметров неравномерный. Большему значению параметра соответствует и большее цифровое обозначение группы.

Группирование параметров

Коэффициент формы $k_{фр}$	Группа формы зерен	Коэффициент неоднородности размеров $k_{н.р}$	Группа $k_{н.р}$	Коэффициент неоднородности формы $k_{н.ф}$
1-1,5	0	1-1,5	0	1-1,5
1,5-2,5	1	1,5-2,5	1	1,5-2,5
2,5-5,5	2	2,5-5,5	2	2,5-5,5
5,5-10,5	3	5,5-10,5	3	5,5-10,5
10,5-20	4	10,5-30	4	10,5-20
20-30	5	30-50	5	20-30
30-50	6	50-100	6	30-50
50-70	7	100-150	7	50-70
70-100	8	150-200	8	70-100
>100	9	>200	9	>100

Название породы записывается в графу I табл. 5.1 словами или цифровым кодом (см. раздел 1.14). В графе II табл. 5.1 ставится дробь, в числителе которой первая цифра обозначает группу среднего размера  $d_{\text{ср}}$  слагающих породу зерен, приведенную в табл. 5.2, вторая цифра — группу формы зерен  $k_{\text{фр}}$ , представленную в табл. 5.3. В знаменателе проставляются цифры, обозначающие группы, соответствующие коэффициентам неоднородности зерен по размерам  $k_{\text{н.р}}$  и форме  $k_{\text{н.ф}}$ . Две последние цифры строения указывают соответственно на группы коэффициента ориентации  $k_o$  и трещиноватости  $k_{\text{тр}}$  (табл. 5.3).

Коэффициент трещиноватости оценивается по удельному количеству трещин, приходящихся на  $1 \text{ см}^2$  площади поверхности горной породы.

В графах III и IV табл. 5.1 записываются группы объемной массы и пористости, соответствующие физическим параметрам породы, приведенным в табл. 5.4.

В графе V табл. 5.1 проставляется дробь, цифры числителя которой обозначают группы механических параметров, приведенных в табл. 5.4: предела прочности при сжатии, предела прочности при растяжении, модуля упругости и коэффициента Пуассона. В знаменателе соответственно записываются группы тепловых параметров: коэффициента теплопроводности, удельной теплоемкости, коэффициента линейного теплового расширения, определяемые по табл. 5.5.

В графе VI табл. 5.1 записываются четыре цифры, соответствующие группам электромагнитных параметров породы: удельного электрического сопротивления, диэлектрической проницаемости, тангенса угла диэлектрических потерь и магнитной проницаемости (см. табл. 5.5).

Число отдельных показателей (механических, тепловых, электромагнитных), так же и как и природно-структурных пока-

Т а б л и ц а 5.3

строения горных пород

Группа $k_{\text{н. ф}}$	Коэффициент ориентации зерен $k_o$	Группа коэффициента ориентации	Коэффициент трещиноватости $k_{\text{тр}}$	Блочность	Группа трещиноватости
0	1—1,5	0	$0-10^{-4}$	Крупная	0
1	1,5—2,5	1	$10^{-4}-2 \cdot 10^{-4}$	»	1
2	2,5—5,5	2	$2 \cdot 10^{-4}-5 \cdot 10^{-4}$	Средняя	2
3	5,5—10,5	3	$5 \cdot 10^{-4}-10^{-3}$	»	3
4	10,5—20	4	$10^{-3}-2 \cdot 10^{-3}$	Мелкая	4
5	20—30	5	$2 \cdot 10^{-3}-5 \cdot 10^{-3}$	»	5
6	30—50	6	$5 \cdot 10^{-3}-10^{-2}$	»	6
7	50—70	7	$10^{-2}-10^{-1}$	»	7
8	70—100	8	$10^{-1}-1$	Тонкая	8
9	>100	9	>1	»	9

Группирование плотностных и меха

Группа	Объемная масса $\rho \cdot 10^{-3}$ , кг/м <sup>3</sup>		Пористость P, %		Предел прочности при сжатии $\sigma_{сж} \cdot 10^{-3}$ , Па	
	Пределы изменения	Среднее значение	Пределы изменения	Среднее значение	Пределы изменения	Среднее значение
0	До 1,60	1,0 ± 0,6	До 2	1 ± 1	До 100	50 ± 50
1	1,6—2,0	1,8 ± 0,2	2—4	3 ± 4	100—300	200 ± 100
2	2,0—2,4	2,2 ± 0,2	4—6	5 ± 1	300—500	400 ± 100
3	2,4—2,6	2,5 ± 0,1	6—8	7 ± 1	500—700	600 ± 100
4	2,6—2,8	2,7 ± 0,1	8—10	9 ± 1	700—900	800 ± 100
5	2,8—3,0	2,9 ± 0,1	10—14	12 ± 2	900—1100	1000 ± 100
6	3,0—3,4	3,2 ± 0,2	14—18	16 ± 2	1100—1500	1300 ± 200
7	3,4—4,0	3,7 ± 0,3	18—26	22 ± 2	1500—2100	1800 ± 300
8	4,0—5,0	4,5 ± 0,5	26—40	33 ± 7	2100—2900	2500 ± 400
9	Более 5,0	—	Более 40	—	Более 2900	—

зателей, учитываемых в паспорте, можно при необходимости увеличить, так как форма паспорта легко позволяет это сделать.

Таким образом, результаты изучения параметров пород могут быть записаны в следующем виде:

для гранита мелкозернистого

$$\frac{51}{12} 02 - 40 \frac{7341}{654} 5431;$$

для каменного угля (с записью названия угля по коду классификации)

$$17 - 13 - 2.3 \frac{00}{00} 0,4 - 04 \frac{1113}{342} 2840;$$

для аркозового песка

$$02 - 01 - 3.1 \frac{72}{53} 09 - 27 \frac{1015}{241} 4421.$$

Паспорт свойств пород весьма наглядно выявляет общие и отличительные черты горных пород и хорошо согласуется с принятой их классификацией по крепости (см. приложение 29).

### 5.6. Физические свойства пород Луны \*

Благодаря современным достижениям космонавтики стало возможным приступить к непосредственному изучению образцов пород, отобранных с поверхности Луны. Породы Луны были

\* Написано по материалам совместных исследований АН СССР и МГИ.

## механических параметров горных пород

Предел прочности при растяжении $\sigma_p \cdot 10^{-5}$ , Па		Модуль упругости $E \cdot 10^{-10}$ , Па		Коэффициент Пуассона $\nu$	
Пределы изменения	Среднее значение	Пределы изменения	Среднее значение	Пределы изменения	Среднее значение
До 10	5 ± 5	До 0,9	0,45	До 0,13	0,1 ± 0,03
10—30	20 ± 10	0,9—2,5	1,7 ± 0,8	0,13—0,17	0,15 ± 0,02
30—50	40 ± 10	2,5—3,5	3,00 ± 0,5	0,17—0,21	0,19 ± 0,02
50—70	60 ± 10	3,5—4,5	4,0 ± 0,5	0,21—0,23	0,22 ± 0,01
70—90	80 ± 10	4,5—5,5	5,0 ± 0,5	0,23—0,25	0,24 ± 0,01
90—110	100 ± 10	5,5—6,5	6,0 ± 0,5	0,25—0,27	0,26 ± 0,01
110—130	120 ± 10	6,5—9,5	8,0 ± 1,5	0,27—0,29	0,28 ± 0,01
130—170	150 ± 20	9,5—12,5	11 ± 1,5	0,29—0,33	0,31 ± 0,02
170—230	200 ± 30	12,5—17,5	45 ± 2,5	0,33—0,41	0,37 ± 0,04
Более 230	—	Более 17,5	—	Более 0,41	—

впервые доставлены на Землю автоматической станцией «Луна-16» в 1970 г. и космонавтами космического корабля «Аполлон-11» в 1969 г.

Поверхность Луны покрыта слоем рыхлых разнородных пород, различных по составу и свойствам. Такой лунный грунт принято называть реголитом. Он состоит из непретворенных обломков магматических пород типа базальтов и сплавленных, слипшихся сферических частиц. В результате петрографического анализа установлено, что в реголите содержатся габбро, базальт, анортозит, брекчии, различные стекловатые частицы и шлаки.

По химическому составу габбро-базальт, доставленный станцией «Луна-16», характеризуется высоким содержанием  $\text{SiO}_2$  (43,8%),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (13,6%) и  $\text{FeO}$  (19,4%).

Минералы, содержащиеся в породах Луны, принципиально не отличаются от таковых земного происхождения — это пироксены, плагиоклазы, оливины. Из рудных минералов обнаружены ильменит, шпинели, а также металлическое никелистое железо (Ni—Fe).

Выявлено, что реголиту земным аналогом может служить андезитово-базальтовый песок и молотый базальт.

Объемная масса реголита в естественном состоянии около  $1,2 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>, механическим уплотнением величину  $\rho$  можно повысить до  $2,3 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>. Плотность минеральных фракций лунного грунта составляет от  $3,05 \cdot 10^3$  до  $3,12 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>, пористость зерен — около 10—13%.

Коэффициент сжимаемости реголита в диапазоне давлений от 0 до  $0,5 \cdot 10^5$  Па изменяется от  $3,9 \cdot 10^{-5}$  до

## Группирование тепловых и электромагнитных параметров

Таблица 5.5

Группа	Коэффициент теплопроводности $\lambda$ , Вт/(м·К)		Удельная теплоемкость $c$ , кДж/(кг·К)		Удельное электрическое сопротивление $\rho_3$ , Ом·м	
	Пределы изменения	Среднее значение	Пределы изменения	Среднее значение	Пределы изменения	Среднее значение
0	До 0,5	$0,3 \pm 0,2$	До 0,25	$0,15 \pm 0,01$	До $10^{-3}$	$10^{-4}$
1	0,5—0,9	$0,7 \pm 0,2$	0,25—0,35	$0,30 \pm 0,05$	$10^{-3}$ — $10^1$	$10^{-1}$
2	0,9—1,3	$1,1 \pm 0,2$	0,35—0,45	$0,4 \pm 0,05$	$10^1$ — $10^3$	$10^2$
3	1,3—1,7	$1,5 \pm 0,2$	0,45—0,55	$0,5 \pm 0,05$	$10^3$ — $10^5$	$10^4$
4	1,7—2,3	$2 \pm 0,3$	0,55—0,65	$0,6 \pm 0,05$	$10^5$ — $10^7$	$10^6$
5	2,3—2,7	$2,5 \pm 0,2$	0,65—0,75	$0,7 \pm 0,05$	$10^7$ — $10^9$	$10^8$
6	2,7—3,3	$3 \pm 0,3$	0,75—0,85	$0,8 \pm 0,05$	$10^9$ — $10^{11}$	$10^{10}$
7	3,3—4,7	$4 \pm 0,7$	0,85—0,95	$0,9 \pm 0,05$	$10^{11}$ — $10^{13}$	$10^{12}$
8	4,7—7,3	$6 \pm 1,3$	0,95—1,45	$1,2 \pm 0,25$	$10^{13}$ — $10^{17}$	$10^{15}$
9	Более 7,3	—	Более 1,45	—	Более $10^{17}$	—

Группа	Диэлектрическая проницаемость $\varepsilon$		Магнитная проницаемость $\mu$ (числитель), восприимчивость $\chi$ (знаменатель)		Коэффициент линейного расширения $\alpha \cdot 10^5$ , 1/К		$\operatorname{tg} \delta \cdot 10^8$	
	Пределы изменения	Среднее значение	Пределы изменения	Среднее значение	Пределы изменения	Среднее значение	Пределы изменения	Среднее значение
0	До 4	$3 \pm 1$	$\frac{\text{До } 1}{0}$	$\frac{0,95 \pm 0,5}{0}$	До 0,4	0,2	До 1	0,5
1	4—6	$5 \pm 1$	$\frac{1-1,001}{0-10^{-3}}$	$\frac{1,0005 \pm 0,0005}{10^{-3,5}}$	0,4—0,6	$0,5 \pm 0,1$	1—10	$5,5 \pm 4,5$
2	6—8	$7 \pm 1$	$\frac{1,001-1,01}{10^{-3}-10^{-2}}$	$\frac{1,0055 \pm 0,0045}{10^{-2,5}}$	0,6—0,8	$0,7 \pm 0,1$	10—70	$40 \pm 30$
3	8—10	$9 \pm 1$	$\frac{1,01-1,1}{10^{-2}-10^{-1}}$	$\frac{1,052 \pm 0,045}{10^{-1,5}}$	0,8—1,0	$0,9 \pm 0,1$	70—130	$100 \pm 30$
4	10—12	$11 \pm 1$	$\frac{1,1-1,5}{10^{-1}-5 \cdot 10^{-1}}$	$\frac{1,3 \pm 0,2}{0,3 \pm 0,2}$	1,0—1,2	$1,1 \pm 0,1$	130—190	$160 \pm 30$
5	12—14	$13 \pm 1$	$\frac{1,5-2,0}{0,5-1,0}$	$\frac{1,75 \pm 0,25}{0,75 \pm 0,25}$	1,2—1,4	$1,3 \pm 0,1$	190—250	$220 \pm 30$
6	14—16	$15 \pm 1$	$\frac{2,0-2,5}{1,0-1,5}$	$\frac{2,25 \pm 0,25}{1,25 \pm 0,25}$	1,4—1,8	$1,6 \pm 0,2$	250—350	$300 \pm 50$
7	16—20	$18 \pm 2$	$\frac{2,5-3,0}{1,5-2,0}$	$\frac{2,75 \pm 0,25}{1,75 \pm 0,25}$	1,8—2,2	$2,0 \pm 0,2$	350—450	$400 \pm 50$
8	20—26	$23 \pm 3$	$\frac{3,0-3,5}{2,0-2,5}$	$\frac{3,25 \pm 0,25}{2,25 \pm 0,25}$	2,2—3,2	$2,7 \pm 0,5$	450—750	$600 \pm 150$
9	Более 26	—	Более $\frac{3,5}{2,5}$	—	Более 3,2	—	Более 750	—

$0,2 \cdot 10^{-5} \text{ Па}^{-1}$ , причем кривая сжимаемости имеет вид экспоненты

$$P = P_{\infty} + (P_0 - P_{\infty}) e^{-k\sigma},$$

где  $P$ ,  $P_0$ ,  $P_{\infty}$  — пористость грунта соответственно при определенном давлении  $\sigma$ , отсутствии давления и при максимальном уплотнении;  $k$  — постоянный коэффициент.

Таблица 5.6

Механические свойства лунного грунта

Проба	Насыпная масса $\rho_n$ , кг/м <sup>3</sup>	Коэффициент трения относительно стали /тр	Угол внутреннего трения $\varphi$ , градус	Сцепление $K_{сц}$ , Па	Модуль деформации $E_{деф}$ , Па
Лунный грунт («Луна-16»)	1900	0,3	29,5	3000	$2,4 \cdot 10^5$
Молотый базальт	1730	0,25	29	—	—
Андезит-базальтовый песок	1460	0,3	26	1600	—

Экспериментально установлено, что для реголита  $P_0 = 1,7$ ;  $P_{\infty} = 0,85$ ;  $k = 8,5 \cdot 10^{-5} \text{ Па}^{-1}$ .

Сцепление реголита  $K_{сц}$  составляет около  $3 \cdot 10^3$  Па, угол внутреннего трения  $\varphi \approx 25 \div 30^\circ$  (табл. 5.6).

По мере уменьшения степени уплотнения лунного грунта его сопротивление сдвигу и соответственно сцепление уменьшаются.

Модуль деформации  $E_{деф}$  реголита также существенно зависит от его уплотнения и изменяется от  $1,6 \cdot 10^4$  до  $2,4 \cdot 10^5$  Па при изменении насыпной массы от  $1,12 \cdot 10^3$  до  $1,62 \times 10^3$  кг/м<sup>3</sup>.

Таким образом, рыхлый лунный грунт сильно сжимаем, обладает в неуплотненном состоянии незначительным сцеплением и малым углом внутреннего трения (рис. 5.11).

Лунный грунт обладает различными тепловыми свойствами в зависимости от условий измерения — в вакууме или в атмосфере гелия.

При измерениях в вакууме коэффициент теплопроводности  $\lambda$  реголита не зависит от удельного давления на грунт в пределах от  $1,5 \cdot 10^2$  до  $0,8 \cdot 10^5$  Па. При температуре  $20-40^\circ \text{ С}$  он составляет от  $2 \cdot 10^{-3}$  до  $2,76 \cdot 10^{-3}$  Вт/(м·К) (табл. 5.7).

В атмосфере гелия коэффициент теплопроводности резко возрастает и достигает  $0,155$  Вт/(м·К). Удельная теплоемкость рего-

лита независимо от условий испытания составляет 0,74—0,76 кДж/(кг·К), температуропроводность в вакууме —  $0,27 \cdot 10^{-8}$  м<sup>2</sup>/с, в атмосфере гелия —  $14,7 \cdot 10^{-8}$  м<sup>2</sup>/с.

Примерно такими же тепловыми параметрами обладают и земные аналоги реголита в соответствующих условиях.

Удельная теплоемкость лунных пород, доставленных космическим кораблем «Аполлон-11», находится в пре-

Рис. 5.11. Связь между напряжениями и глубиной  $H$  внедрения плоского штампа в лунный грунт при различной степени его уплотнения:

1 —  $\rho = 1120$  кг/м<sup>3</sup>; 2 —  $\rho = 1250$  кг/м<sup>3</sup>; 3 —  $\rho = 1450$  кг/м<sup>3</sup>; 4 —  $\rho = 1620$  кг/м<sup>3</sup>

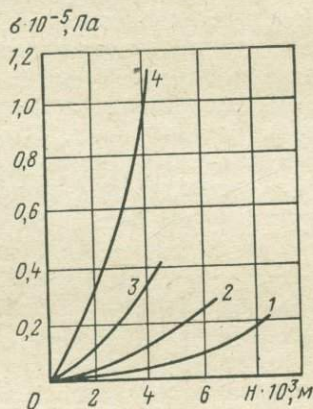


Таблица 5.7

Тепловые и электрические свойства лунного грунта (в вакууме)

Проба	Насыпная масса $\rho_n$ , кг/м <sup>3</sup>	$\lambda$ , Вт/(м·К)	$c$ , кДж/(кг·К)	$\rho_3$ , Ом·м	$\epsilon_r$ при $f = 10^5$ Гц	$\text{tg } \delta$ при $f = 10^5$ Гц
Лунный грунт («Луна-16»)	1380	$2,76 \cdot 10^{-3}$	0,74	$3,2 \cdot 10^6$	3,36	$1,6 \cdot 10^{-2}$
Лунный грунт («Аполлон-11»)	1265	$2,3 \cdot 10^{-3}$	0,74	—	—	—
Молотый базальт	1220	$6,98 \cdot 10^{-3}$	0,74	$4,9 \cdot 10^6$	3,35	$1,24 \cdot 10^{-2}$
Андезито-базальтовый песок	1140	$4,48 \cdot 10^{-3}$	0,79	$4,2 \cdot 10^6$	3,94	$0,94 \cdot 10^{-2}$

делах 0,78—0,84 Дж/(г·К), коэффициент теплопроводности  $\lambda = 2,3 \cdot 10^{-3}$  Вт/(м·К). При увеличении плотности грунта параметр  $\lambda$  в вакууме возрастает, в атмосфере гелия уменьшается.

Диэлектрическая проницаемость  $\epsilon_r$  реголита составляет 3,2—3,4 в пределах частот  $10^5$ — $10^7$  Гц. Тангенс угла диэлектрических потерь равен  $0,98 \cdot 10^{-2}$ — $1,6 \cdot 10^{-2}$ , удельное электрическое сопротивление  $3,2 \cdot 10^6$ — $3,6 \cdot 10^6$  Ом·м.

Таким образом, коэффициент теплопроводности лунного грунта в вакууме приблизительно на три порядка ниже коэффициента

теплопроводности плотных горных пород Земли аналогичного состава.

Значения же электрических свойств реголита и земных пород приблизительно одинаковы. Характер изменения  $\epsilon$ ,  $\rho$ ,  $\operatorname{tg} \delta$  лунного грунта от частоты аналогичен характеру изменения этих параметров для земных пород подобного состава.

Удельная магнитная восприимчивость реголита находится в пределах  $(4,9-5,2) 10^{-3}$  м<sup>3</sup>/кг. В образцах реголита имеется около 3—4% ферромагнитных минералов. При изучении магнитных свойств реголита обнаружено явление спада намагниченности со временем до некоторого постоянного значения, устанавливающегося через 5—6 мин после выключения намагничивающего поля. Это явление характерно только для многокомпонентных порошкообразных смесей, где в качестве одной из составляющих присутствуют силикаты.

## 6. Воздействие внешних физических полей на горные породы

### 6.1. Влияние влаги

Вещественное поле (газы, жидкости) заполняет трещины и пустоты в массивах пород. Влияние вещественного поля на свойства пород сказывается в двух направлениях: как составная часть породы и как физико-химически активная среда, воздействующая на минеральный скелет. В первом случае свойства породы определяются как интегральный показатель свойств минерального скелета, жидкостей и газов, насыщающих породу. Они могут быть рассчитаны по свойствам компонентов породы с помощью ранее приведенных формул. Во втором случае свойства породы, кроме того, становятся функцией степени взаимодействия между внешним вещественным полем и породой. В связи в этом при насыщении могут наблюдаться изменения свойств пород в различных направлениях.

Степень воздействия жидкостей наибольшая в рыхлых, связных и некоторых слабосцементированных скальных породах.

Воздействие жидкости на горную породу может быть динамическим и статическим. Динамическое воздействие, как правило, приводит к механическому разрушению и перемещению горных пород; статическое — к их набуханию (см. 7.7), размягчению и растворению.

Активной растворимостью обладает лишь незначительное число пород и минералов (галоиды, более слабо ангидрит и гипс). Доломиты и известняки относятся к слабо растворимым породам, причем с увеличением содержания глинистых минералов (свыше 10—15%) их растворимость уменьшается. Кварциты, сланцы, граниты и другие магматические и метаморфические породы практически нерастворимы.

Растворимость пород значительно возрастает в результате циркуляции в них водных растворов различных кислот. В этом случае в породах происходят химические реакции. На растворимость карбонатов влияет содержание углекислого газа, с увеличением которого растворимость карбонатов повышается.

Насыщенность пород водой способствует их разрушению при значительно меньших напряжениях, чем в случае сухих пород.

Причиной этого является проникновение воды в мельчайшие поры и трещины, при этом вода под воздействием внешнего давления стремится распространиться по всему объему породы, т. е. нарушает связи между частицами, расширяет трещины, препятствует их смыканию.

Чем больше подвижность жидкости, насыщающей породу, и чем выше гидрофильность и адсорбционная способность породы,

тем сильнее разрушающее действие жидкости. Жидкости, обладающие большим разрушающим эффектом, называются поверхностно-активными веществами (ПАВ). ПАВ снижают величину поверхностной энергии тела. В связи с этим уменьшаются напряжения, необходимые для разрыва связей между атомами в вершине трещины. Этот эффект был впервые описан акад. П. А. Ребиндером в 1946 г. и поэтому называется его именем.

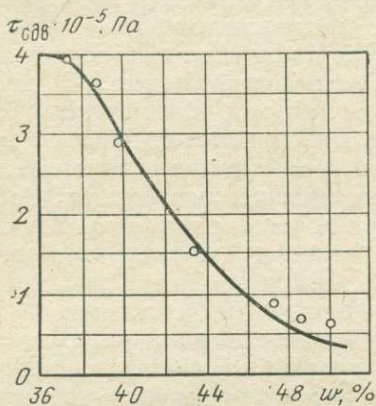


Рис. 6.1. Зависимость предела прочности глинистой породы при сдвиге от ее влажности

Подобные явления разупрочнения наблюдаются также в породах и углях, насыщенных газами (метаном, углекислым газом).

Ослабление глинистых пород при насыщении их водой объясняется иными физическими процессами, в частности способностью мельчайших частиц обволакиваться мощной гидратной оболочкой, в результате чего связи между ними нарушаются и глины становятся пластичными, разжижаются, уменьшается их прочность (рис. 6.1).

Уменьшение прочности пород при водонасыщении характеризуется коэффициентом размокания  $\eta_p$ :

$$\eta_p = \frac{\sigma_{сж.н}}{\sigma_{сж.0}} \leq 1, \quad (6.1)$$

где  $\sigma_{сж.н}$  и  $\sigma_{сж.0}$  — пределы прочности породы при сжатии после насыщения ее водой и до насыщения.

Породы, имеющие коэффициент размокания ниже 0,75, считаются слабоустойчивыми (см. приложение 14).

Коэффициент размокания глинистых песчаников составляет 0,45, известняков 0,35—0,5. Размоканию подвержены также угли. Процесс размокания углей и пород протекает более интенсивно в движущихся потоках жидкости, так как при этом происходит вымывание и вынос мелких частиц породы. Очень слабо или почти не размокают скальные горные породы.

Экспериментально установлены эмпирические зависимости прочностных параметров пород от степени их увлажнения. Например,

зависимость между сцеплением некоторых глинистых грунтов и их объемной влажностью  $w_{об}$  имеет вид

$$\lg K_{сц} = \frac{5 \cdot 10^{-4} \rho}{1 + w_{об}} + 4. \quad (6.2)$$

Упругие свойства пород в результате насыщения тоже изменяются. Так, глинистые породы всегда обнаруживают

Таблица 6.1

Характеристики некоторых глинистых пород

Порода	Объемная масса $\rho_0 \cdot 10^{-3}$ , кг/м <sup>3</sup>	Естественная влажность, %	Предел пластичности, %		Число пластичности $\Phi$
			нижний $w_n$	верхний $w_b$	
Глина выветрелая	2,67	28,2	23,8	83,3	59,5
Глина известковая валунная	2,63	16,8	13,5	42,0	28,5
Мел сенонский	2,72	—	18,8	22,7	3,9

сильное уменьшение упругих параметров при насыщении их водой из-за взаимодействия частиц воды с минеральной фазой. Если вода только заполняет поровое пространство и не воздействует на минеральный скелет (породы группы 2.n), то при наличии свободных путей движения воды статические упругие свойства насыщенных пород либо не изменяются, либо также уменьшаются по сравнению с сухими, поскольку происходит некоторое механическое разрушение породы движущейся водой.

При отсутствии свободных путей движения воды в результате нагружения породы в ее порах заземляется вода, препятствующая дальнейшей деформации образца и повышающая статический модуль Юнга по сравнению с сухой пористой породой.

Зависимость пластичности глинистых пород от влажности характеризуется их пределами пластичности. Пределы пластичности — это значения влажности породы (в %), при которых происходит переход породы из хрупкого состояния в пластическое и из пластического в текучее. В первом случае — это нижний предел пластичности  $w_n$ , во втором — верхний предел пластичности (предел текучести)  $w_b$ . Число пластичности  $\Phi$ , равное разности верхнего и нижнего пределов пластичности, характеризует диапазон влажностей, в пределах которого порода находится в пластическом состоянии (табл. 6.1).

Нижний предел пластичности глин соответствует такому состоянию, когда вся вода находится в связанном виде, а верхний предел, когда содержание свободной воды становится настолько значительным, что нарушаются связи между минеральными частицами — глина течет.

С увеличением числа пластичности глин возрастает их сжимаемость и уменьшается проницаемость.

Увлажнение пористых пород приводит к изменению скоростей упругих волн в них. Если при этом не происходит размягчение, то скорость упругих волн в пористых породах группы 2.п приближенно можно вычислить через время прохождения волн поочередно по минеральному скелету  $t_M$  и по порам  $t_P$ :

$$t = t_M + t_P$$

или

$$\frac{1}{v} = \frac{P}{v_P} + \frac{1-P}{v_M}, \quad (6.3)$$

где  $v_P$  и  $v_M$  — скорость упругих волн в заполняющем поры веществе и в минеральном скелете породы.

Если удельные волновые сопротивления  $v_i \rho_i$  и коэффициенты Пуассона  $\nu_i$  минерального скелета и заполнителя различны, то формула скорости волн в такой среде  $v$  становится более сложной

$$\frac{1+q^e}{v^2 \rho} = \sum_{i=1}^n \frac{V_i (1+q_i)}{v_i^2 \rho_i}, \quad (6.4)$$

где

$$q_i = 2 \frac{1-2\nu_i}{1+\nu_i};$$

$\rho_i$  — плотность породы, слагающей слой, объемное относительное содержание которого  $V_i$ ;  $v_i$  — скорость упругой волны.

Однако как уравнение (6.3), так и уравнение (6.4) подтверждают, что чем больше скорость упругих волн в заполнителе порового пространства, тем больше суммарная скорость в образце породы. Так как скорость упругих волн в воде  $v_{ж}$  почти в 5 раз больше, чем в воздухе  $v_{в}$ , то насыщение скальных пород водой приводит к относительному росту скорости продольных волн. Тем не менее даже у максимально насыщенных водой пород скорость волн будет ниже скорости в мало пористых породах, так как  $v_{ж}$  меньше скорости упругих волн в минеральном скелете.

Поперечные волны могут проходить только через минеральный скелет. Следовательно, скорость поперечных волн остается примерно постоянной для пористых пород любой степени увлажнения.

Увлажнение пористых скальных и связных пород приводит к относительному увеличению их коэффициента теплопроводности  $\lambda$  (рис. 6.2). Теплопроводность, например, глины, насыщенной водой, в 6—8 раз больше, чем сухой. Причиной этому служит более высокая, чем у воздуха, теплопроводность воды.

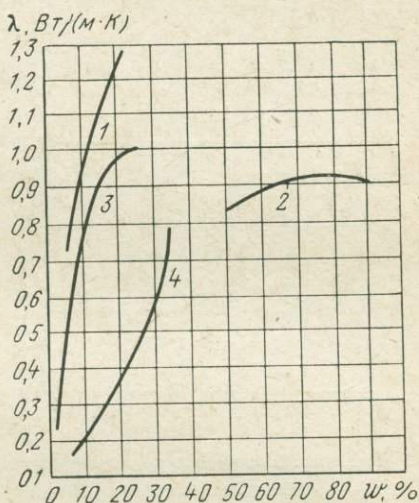
Удельная теплоемкость воды  $c$ , равная  $4,18 \text{ кДж}/(\text{кг} \cdot \text{К})$ , значительно превышает теплоемкость любого минерала. Поэтому теплоемкость пористых и максимально насыщенных влагой пород имеет наибольшие абсолютные значения по сравнению с другими породами и может быть вычислена по следующей формуле:

$$c = c_m (1 - w_{об}) + 4,18 w_{об}, \quad (6.5)$$

где  $c_m$  — удельная теплоемкость минеральной фазы.

Рис. 6.2. Зависимость коэффициента теплопроводности пород от влажности:

1 — супеси; 2 — суглинки; 3 — крупнозернистый песок; 4 — мелкозернистый песок



При замерзании влажной породы наблюдается некоторое снижение ее теплоемкости по сравнению с незамерзшей породой, но тем не менее она остается выше удельной теплоемкости плотных пород.

Температуропроводность  $a$  пород при небольшом увлажнении увеличивается (преобладает влияние повышения теплопроводности пород с увлажнением), а при дальнейшем увеличении влажности понижается (рис. 6.3) из-за влияния возрастающей теплоемкости пород.

Коэффициенты теплового расширения пористых пород  $\alpha$  и  $\gamma_r$  с повышением влажности несколько увеличиваются. На величину  $\alpha$  влияет лишь та часть влаги, которая находится в закрытом пространстве и не может свободно передвигаться под давлением. Так как для воды  $\alpha_v = 6 \cdot 10^{-5} \text{ 1/К}$ , модуль объемного сжатия  $K_v = 2,35 \cdot 10^9 \text{ Па}$ , то  $\alpha_v K_v$  равно только  $1,41 \cdot 10^5 \text{ Па/К}$ . Поэтому при насыщении породы водой величина  $\alpha$  повышается, но никогда не достигает величины  $\alpha$  плотной породы.

Изменение удельной электропроводности  $\sigma$  пород при насыщении водой зависит в первую очередь от их

пористости и достигает нескольких порядков (см. приложение 26). Характерно, что у хорошо проводящих в сухом состоянии пород проводимость с изменением водонасыщения колеблется в незначительных пределах, в то время как у плохо проводящих, например базальта, — очень сильно (рис. 6.4).

На величину удельного электрического сопротивления  $\rho_z$  влияет не только общее содержание воды в породе, но и степень

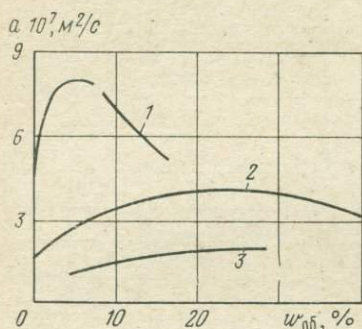


Рис. 6.3. Зависимость температуропроводности пород  $\alpha$  от влажности  $w_{об}$ :  
1 — мелкозернистый кварцевый песок; 2 — глинистая почва; 3 — уголь

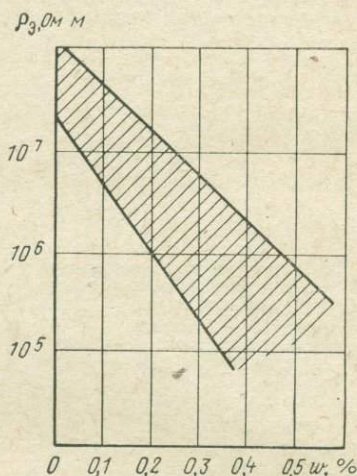


Рис. 6.4. Область влияния влажности  $w$  на удельное электрическое сопротивление  $\rho_z$  базальта

ее минерализации. Так, пески, насыщенные пресной водой, имеют удельное сопротивление 10—30 Ом·м и более, а пески, насыщенные минерализованной водой, — всего 0,1—2 Ом·м.

Повышение электропроводности  $\sigma_z$  пород с увеличением насыщения их водой происходит в основном в самом начале увлажнения. Так, при увлажнении абсолютно сухого песчаника на доли процента (0,3—0,5%) его электропроводность увеличивается на несколько порядков. При дальнейшем увлажнении породы  $\sigma_z$  повышается незначительно, так как в электропроводности породы основную роль играют токопроводящие каналы, появляющиеся в результате увлажнения открытых пор.

Для приближенной оценки зависимости  $\sigma_z$  от влажности с учетом величины  $\sigma_z$  минерального скелета можно пользоваться формулой, выведенной исходя из представления, что порода состоит из слоев минералов и воды с удельной электропроводностью  $\sigma_{z,м}$  и  $\sigma_{z,в}$  соответственно:

$$\sigma_z = \sigma_{z,в} w + \sigma_{z,м} (1 - P). \quad (6.6)$$

В самом начале увлажнения происходит скачок в зависимости  $\sigma_3 = f(P)$ . Так, для сухой породы

$$\sigma_3 = \sigma_{3, м} \frac{2(1-P)}{2+P}, \quad (6.7)$$

а для влажной породы, даже при малых значениях влажности,

$$\sigma'_3 = \sigma_{3, м} (1-P). \quad (6.8)$$

При этом

$$\sigma'_3 > \sigma_3.$$

Так как нефть обладает значительно меньшей электропроводностью, чем вода, то насыщение пород нефтью обычно приводит к уменьшению величины  $\sigma_3$ . При этом в большинстве случаев определяющим становится электропроводность минерального скелета породы.

Увлажнение обычно приводит к росту диэлектрической проницаемости  $\varepsilon$  и  $\operatorname{tg} \delta$  пород (см. приложение 26).

Если исследования проводятся на высоких частотах, где макроструктурная поляризация не играет роли, то для расчета диэлектрической проницаемости влажной породы можно пользоваться выведенными ранее формулами смеси (см. раздел 4.2). Например, в случае открытой пористости

$$\varepsilon = w_{об} (\varepsilon_{в} - 1) - P (\varepsilon_{м} - 1) + \varepsilon_{м}, \quad (6.9)$$

где  $\varepsilon_{в}$  и  $\varepsilon_{м}$  — диэлектрическая проницаемость воды и минеральной фазы;  $w_{об}$  — объемная влажность пород, доли единицы.

Возрастание  $\operatorname{tg} \delta$  с повышением влажности в области низких частот описывается следующей формулой:

$$\operatorname{tg} \delta = \frac{\varepsilon_{в} w_{об} \operatorname{tg} \delta_{в} + \varepsilon_{м} (1-P) \operatorname{tg} \delta_{м}}{\varepsilon_{в} w_{об} + \varepsilon_{м} (1-P) + P - w_{об}}. \quad [(6.10)]$$

## 6.2. Влияние давления

Горные породы бывают подвержены воздействию различных внешних механических нагрузок, вызывающих в породах напряжения.

Механические напряжения подразделяют на искусственные (технологические) и естественные. Технологические напряжения возникают в результате осуществления процессов воздействия на породы с целью их разработки (бурение, взрывание, дробление и т. д.).

Естественные напряжения в массивах горных пород, обусловленные собственным весом пород, тектоническим движением земной коры, давлением газов и напором подземных вод, называются горным давлением. Кроме того, в массивах пород имеют место термические напряжения, возникающие под влиянием тепла земных недр, усадочные напряжения и др.

Основной причиной изменения свойств пород под влиянием давления является нарушение первоначального строения пород. В зависимости от характера давления (одноосное, двухосное, всестороннее равномерное — гидростатическое, всестороннее неравномерное) эти нарушения связаны либо с уплотнением породы, смятием пор и увеличением площади контакта зерен, либо с образованием в породе системы трещин, уменьшением связей между отдельными ее участками и т. д.

Наибольшее уплотняющее действие на породы оказывает гидростатическое давление. С увеличением уплотнения увеличиваются площади каналов, по которым передаются давление и энергия, и поэтому возрастают все тензорные параметры — прочность, упругие свойства, теплопроводность и т. д. Одновременно уменьшаются площади сечения каналов (пор, трещин и т. п.) и поэтому такие параметры, как влагоемкость и проницаемость, уменьшаются.

При очень высоких давлениях происходит перестройка не только макроструктуры породы (уплотнение), но и увеличение внутреннего потенциала атомов и ионов, что, в свою очередь, также влияет на свойства породы.

Под воздействием разупрочняющих механических напряжений происходит, наоборот, уменьшение внутренних связей между частицами горных пород. При этом изменения свойств, как правило, более существенны.

Упругие свойства пород зависят от величины и рода прилагаемой нагрузки. С увеличением нагрузки при растяжении модуль Юнга уменьшается, при сжатии — увеличивается. Модуль упругости, определенный при сжатии,  $E_{сж}$  обычно в 1,5—4 раза выше модуля упругости, определенного при растяжении,  $E_p$ .

Модуль упругости при изгибе бывает и ниже, и выше (на 7—15% и более) среднего его значения. В этом сказывается относительность представления горных пород как упругих тел.

При сжатии, например, порода уплотняется, увеличивается площадь контактов зерен, соответственно уменьшается способность ее к деформации и, следовательно, модуль Юнга  $E$  возрастает. Из-за того, что закрытие пор и сопутствующее этому увеличение числа и площади контактов зерен происходит до давлений  $5 \cdot 10^7$ — $10^8$  Па, наиболее резкое возрастание (до трех раз) модуля упругости большинства пород групп 3.n также наблюдается до указанных давлений. При дальнейшем повышении давления вплоть до  $10^9$  Па рост модуля упругости замедляется (рис. 6.5).

Общий вид зависимости модуля Юнга от давления для пород групп 3.n следующий:

$$\frac{E_1}{E_2} = 1 + k \ln \frac{P_{\sigma 1}}{P_{\sigma 2}}, \quad (6.11)$$

где  $E_1$  и  $E_2$  — модули упругости при напряжениях соответственно  $P_{\sigma 1}$  и  $P_{\sigma 2}$ ;  $k$  — эмпирический коэффициент (для песка, например,  $k = 2,2$ ).

Модуль упругости, определенный при статических нагрузках,  $E_{ст}$  обычно меньше модуля  $E_d$ , вычисленного при динамическом воздействии на породу (см. приложение 8). Разница между статическим и динамическим модулями упругости

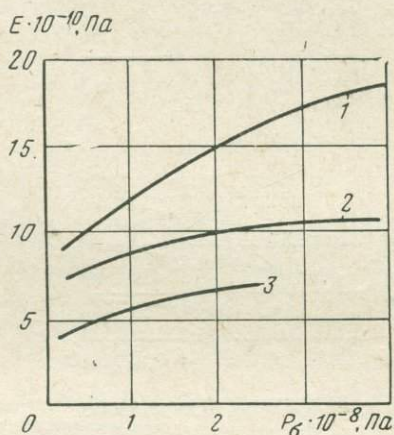


Рис. 6.5. Зависимость модуля упругости  $E$  пород от всестороннего давления:  
1 — габбро; 2 — базальт; 3 — песчаник

достигает 35% и более, причем максимальные различия приходятся на пористые породы.

Установлена, например, следующая корреляционная зависимость между значениями  $E_{ст}$  и  $E_d$  для пород, у которых  $E_{ст} < 5 \cdot 10^{10}$  Па.

$$E_d = 0,83E_{ст} + 0,97 \cdot 10^{10}. \quad (6.12)$$

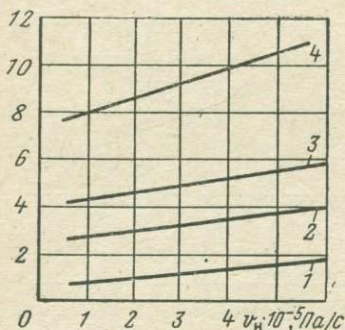
Основные причины различия между величинами  $E_{ст}$  и  $E_d$  — это процессы упругого последействия и релаксационные явления, сопутствующие статическим нагрузкам, а также особенности макростроения (пористость, слоистость, трещиноватость), которые способствуют увеличению деформации пород при больших статических нагрузках. Поэтому для пород группы 1.1 наблюдается практическое совпадение модулей  $E_{ст}$  и  $E_d$  (при давлениях около 30% от разрушающих).

При повышении всестороннего давления до  $10^8$  Па динамический модуль упругости возрастает менее значительно, чем  $E_{ст}$  — лишь на 50—60%.

Все прочностные показатели горных пород в условиях всестороннего сжатия значительно выше, чем при нормальном атмосферном давлении. Это объясняется тем, что при всестороннем давлении породы уплотняются, увеличивается площадь контактов зерен, давление препятствует возникновению и расширению микротрещин при воздействии нагрузок. В резуль-

тате пределы прочности некоторых пород увеличиваются до 20 раз, а отношение  $\sigma_{сж}/\sigma_p$  уменьшается. Например, предел прочности при сжатии мелкозернистого известняка, составляющий в случае нормального атмосферного давления  $2,6 \cdot 10^8$  Па, при давлениях  $10^9$  Па достигает  $1,3 \cdot 10^9$  Па. Сильно возрастают также пределы прочности пород при сдвиге. Прочность при изгибе у большинства пород при давлениях  $3 \cdot 10^8$  Па повышается в 10–15 раз.

$\sigma_{сж} \cdot 10^{-8}, \text{Па}$



$\Delta v, \%$

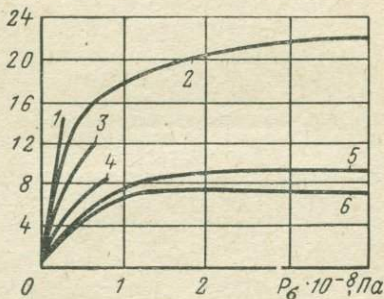


Рис. 6.6. Зависимость предела прочности породы при сжатии от скорости нагружения  $v_n$  и всестороннего давления  $P_0$ :

1 —  $P_0 = 10^8$  Па; 2 —  $P_0 = 10^8$  Па, 3 —  $P_0 = 1,5 \cdot 10^8$  Па; 4 —  $P_0 = 3,5 \cdot 10^8$  Па.

Рис. 6.7. Относительное изменение скорости упругих волн при всестороннем давлении: 1 — песчаник; 2 — сленит; 3 — доломит; 4 — метаморфизованный сланец; 5 — базальт; 6 — габбро

В случае динамических нагрузок наблюдается повышение предела прочности горных пород по сравнению со статическими нагрузками.

Экспериментальные данные показывают увеличение  $\sigma_{сж.д}$  по сравнению с  $\sigma_{сж.ст}$  от 10–15% до 2 раз (рис. 6.6). Так, при изменении скорости нарастания напряжений от  $1,9 \cdot 10^6$  до  $4,0 \cdot 10^6$  Па в 1 с величина  $\sigma_{сж}$  гранитов возрастает с  $1,5 \cdot 10^8$  до  $1,7 \cdot 10^8$  Па. При этом для ряда пород одновременно наблюдается снижение энергоемкости разрушения. Это объясняется особенностями хрупкого разрушения пород.

Как известно, процесс разрушения складывается из образования статистически распределенных по объему породы микротрещин, подрастания их и развития наиболее опасных трещин вплоть до разделения породы на части. В связи с этим процесс разрушения требует определенного времени для своего осуществления. Если же время приложения нагрузки недостаточно для полного развития этого процесса, то с целью его интенсификации необходимо увеличить нагрузку.

При статических нагрузках создаются более благоприятные условия для развития пластических деформаций в породе. Ха-

раक्टर разрушения становится более близким к пластическому. Поэтому необходимые для разрушения усилия в этом случае меньше, чем при динамическом воздействии, однако удельная работа разрушения, в соответствии с разделом 2.6, будет больше. Например, при скорости удара долота о породу  $v = 3$  м/с удельная работа разрушения базальта составляет  $a = 1,6 \cdot 10^6$  кДж/м<sup>3</sup>, в то время как при  $v = 22$  м/с  $a = 0,4 \cdot 10^6$  кДж/м<sup>3</sup>.

Так как хрупкое разрушение пород связано с образованием трещин, то для оценки разрушаемости пород необходимо знать скорость трещинообразования пород  $v_t$ . Эта величина значительно больше скорости развития пластических деформаций, она определяется упругими параметрами пород.

Установлено, что при коэффициенте Пуассона  $\nu = 0,25$   $v_t = (0,3 \div 0,4) \sqrt{E/\rho}$ . Так, для апатитовых руд, например,  $v_t = 400 \div 1500$  м/с. Можно предполагать, что если скорость приложения нагрузок  $v > v_t$ , то разрушение породы вообще может не наступить. В этой связи выведены критерии разрушаемости пород по скорости их нагружения.

Так как с увеличением давления возрастают упругие параметры пород, одновременно наблюдается и увеличение скоростей распространения упругих волн. Поэтому одни и те же породы, залегающие на разных глубинах и подверженные различному давлению, будут характеризоваться разной скоростью прохождения упругих волн.

Зависимость скорости упругих волн от величины нагрузки более резко проявляется в случае пористых и рыхлых пород (группы 2.n или 3.n), так как давление на них вызывает относительно большее уплотняющее действие, чем в плотных скальных породах (рис. 6.7).

Например, у песчанистого мергеля с начальной пористостью 25% скорость продольных волн  $v_p$  при всестороннем давлении до  $10^8$  Па увеличивается на 50—60%, в то время как у менее пористых пород она возрастает всего на 10—20% (с повышением давления до  $4 \cdot 10^8$  Па скорость  $v_p$  для габбро увеличивается на 5—7%, для гранита на 10—20%).

Подобные закономерности наблюдаются и при прохождении поперечных волн, но увеличение их скорости с повышением давления происходит медленнее и до определенного предела.

Увеличение всестороннего давления на породу снижает ее анизотропность и поэтому отношение  $v_{||}/v_{\perp}$  с ростом давления уменьшается.

Коэффициент поглощения упругих волн с повышением давления уменьшается (у пористых пород на 15—35%), а удельное волновое сопротивление возрастает.

Так как при нагреве породы тепловая энергия расходуется на повышение внутренней энергии породы и на совершение внеш-

ней работы, теплоемкость, определенная при постоянном давлении  $c_p$ , обычно несколько выше теплоемкости, определенной при постоянном объеме  $c_v$ .

Различие между  $c_p$  и  $c_v$  для горных пород незначительное (5—15% при невысоких температурах) и для случая бездефект-

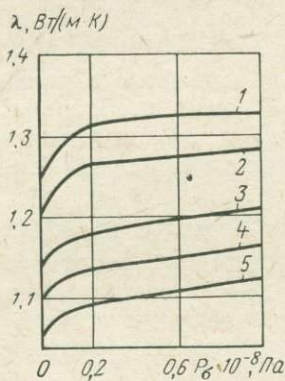
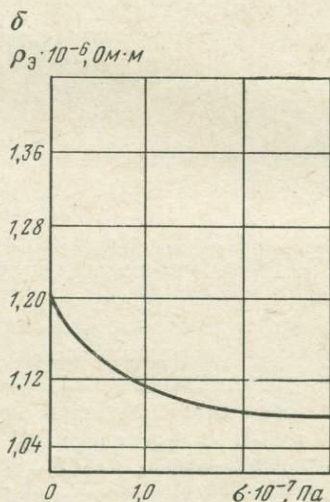
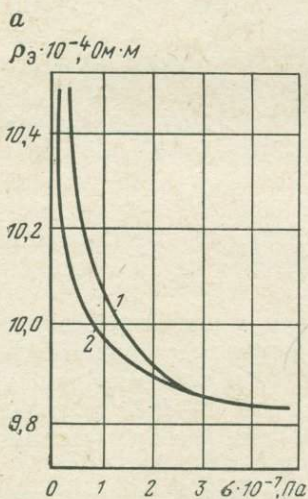


Рис. 6.8. Зависимость коэффициента теплопроводности пород  $\lambda$  от всестороннего давления  $P_\sigma$  при различных температурах:  
1 — 25° C; 2 — 50° C; 3 — 100° C;  
4 — 150° C; 5 — 200° C

Рис. 6.9. Зависимость удельного электрического сопротивления пород от одноосного давления:  
а — базальт; 1 — при нагрузке; 2 — при разгрузке; б — песчаник



ных кристаллов кубической сингонии может быть вычислено по формуле

$$(c_p - c_v) = T \frac{\gamma_T^2 K}{\rho}, \quad (6.13)$$

где  $T$  — температура нагрева;  $\gamma_T$  — коэффициент объемного теплового расширения;  $K$  — модуль всестороннего сжатия.

Поэтому теплоемкость плотной породы при больших всесторонних давлениях (т. е. при сохранении постоянным или даже уменьшении объема) обычно понижается.

Всестороннее давление, как правило, увеличивает теплопроводность пористых пород (рис. 6.8) и уменьшает их коэффициенты теплового расширения.

Влияние давления на электрическое сопротивление горных пород неодинаково. Оно зависит от содержания различных фаз в породе и от их состояния. Чаще всего с увеличением нагрузки наблюдается понижение сопротивления породы

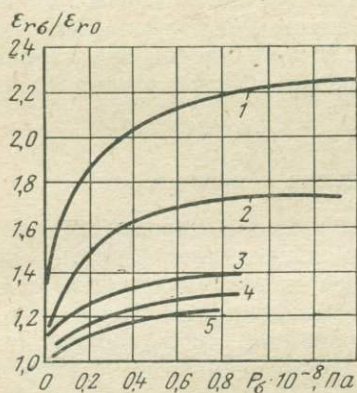


Рис. 6.10. Область относительного изменения диэлектрической проницаемости пород от одноосного давления:

1 — песчаник; 2 — сиенит; 3, 4, 5 — различные граниты

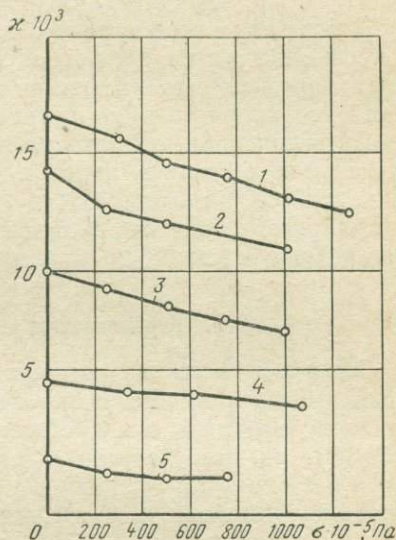


Рис. 6.11. Зависимость магнитной восприимчивости железистых кварцитов от одноосного давления:

1, 2 и 3 — параллельно сжатию; 4—5 — перпендикулярно к сжатию

(рис. 6.9), что объясняется уменьшением ее пористости. Кроме того, при небольшом содержании влаги в породе обычно не все поры заполняются водой. Под давлением заполненные водой поры смыкаются и образуют токопроводящие каналы, что также приводит к уменьшению сопротивления. В силу этого значительное уменьшение электрического сопротивления с повышением давления происходит у не полностью насыщенных пород.

У большинства горных пород интенсивные изменения сопротивления (на 17—92%) наблюдаются при увеличении механических односторонних напряжений от  $10^7$  до  $6 \cdot 10^7$  Па. При более высоких механических напряжениях удельное электрическое сопротивление изменяется незначительно.

При разгрузке пород кривая удельного электрического сопротивления имеет такую же форму, как и при нагрузке, но часто располагается ниже

(см. рис. 6.9). Этот гистерезис связан с механическим нарушением структуры пород под действием нагрузки. Значительный гистерезис характерен для менее прочных пористых пород (песчаников, сланцев и т. д.). В скальных породах (например, в базальтах) гистерезис незначителен.

Возможен и другой характер зависимости  $\rho_{\Sigma} = f(\sigma)$ , связанный с иными процессами, происходящими в породах, находящихся под нагрузкой. Так, удельное электрическое сопротивление некоторых глин при повышении давления до  $10^7$  Па возрастает из-за выжимания влаги из пор и уменьшения сечения поровых каналов, заполненных водой.

Увеличение всестороннего давления вызывает некоторый рост диэлектрической проницаемости сухих пористых пород за счет уплотнения минерального скелета; этот рост наиболее значителен до давлений  $10^8$  Па (рис. 6.10).

С увеличением одноосного давления магнитная восприимчивость пород в направлении, параллельном сжатию, обычно уменьшается (рис. 6.11). В направлении же, перпендикулярном к сжатию, величина  $\chi$  сначала быстро растет, а при дальнейшем сжатии не изменяется.

### 6.3. Термические напряжения в породах

Линейное тепловое расширение  $\Delta l$  стержня породы длиной  $l$  может быть рассчитано по формуле аналогичной (3.16).

Если же стержень с обоих концов жестко закреплен (т. е.  $\Delta l = 0$ ), то при нагреве в нем возникают термические напряжения  $\sigma_T$ , равные напряжениям, необходимым для сжатия удлинившегося стержня до первоначальных размеров, т. е.

$$\sigma_T = \frac{\Delta l}{l} E = E\alpha \Delta T, \quad (6.14)$$

где  $\alpha$  — коэффициент линейного теплового расширения.

Аналогично можно рассчитать термические напряжения в некотором нагреваемом объеме породы, находящемся в массиве, когда возможности расширяться отсутствуют:

$$\sigma'_T = \gamma_T K \Delta T, \quad (6.15)$$

где  $\gamma_T$  — коэффициент объемного теплового расширения;  $K$  — модуль объемного сжатия породы.

В этом случае нагреваемый объем испытывает напряжения сжатия, в то время как окружающие его объемы в зависимости от их расположения испытывают напряжения сжатия и растяжения.

Если нагреваемый объем породы представить в виде стержня, зажатого с обоих концов другими стержнями той же породы (рис. 6.12, а), то ненагреваемые стержни породы при отсутствии возможности расширяться будут испытывать напряжения сжатия. При этом, очевидно, напряжения не будут равны вычисленным по формуле (6.14), поскольку любая порода способна до не-

которой степени упруго деформироваться, т. е. (в случае одномерной задачи)

$$\sigma_T = E_H \alpha \Delta T - \varepsilon E_H, \quad (6.16)$$

где  $E_H$  — модуль упругости нагретого объема;  $\varepsilon = \sigma_T/E_0$  — относительная деформация нагретого объема, обусловленная упругостью окружающей породы;  $E_0$  — модуль упругости ненагретого объема (чаще всего  $E_0 > E_H$ ).]

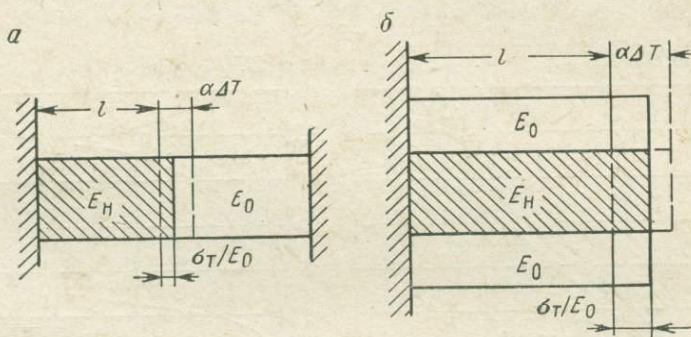


Рис. 6.12. Термические напряжения при последовательном (а) и параллельном (б) расположении нагреваемого  $E_H$  и ненагреваемого  $E_0$  объемов породы

После преобразований формулы (6.16) получим ( $l_H = l_0$ )

$$\sigma_T = \alpha \Delta T \frac{E_0 E_H}{E_0 + E_H}. \quad (6.17)$$

В случае решения объемной задачи нагрева

$$\sigma_T = \gamma_T \Delta T \frac{K_0 K_H}{K_0 + K_H}, \quad (6.18)$$

где  $K_0$  и  $K_H$  — модули объемного сжатия соответственно ненагретого и нагретого объемов породы.

Если нагреваемый стержень породы расположен внутри ненагреваемого объема, то последний будет испытывать напряжения растяжения вдоль оси стержня (см. рис. 6.12, б). При этом деформации нагреваемого  $\varepsilon_H$  и ненагреваемого  $\varepsilon_0$  объемов до момента разрушения должны быть одинаковыми, т. е.  $\varepsilon_H = \varepsilon_0$ .

При отсутствии удлинения нагреваемого стержня термические напряжения будут определяться по уравнению (6.14). Из-за некоторого удлинения за счет податливости вмещающих частей породы в нагреваемом стержне возникнут сжимающие напряжения  $\sigma_H$ :

$$\sigma_H = \left( \alpha \Delta T - \frac{\sigma_0}{E_0} \right) E_H, \quad (6.19)$$

где  $(\alpha \Delta T - \sigma_0/E_0)$  — деформация сжатия нагреваемого стержня породы вдоль его оси.

После преобразований формула (6.19) принимает вид

$$\sigma_n = \alpha \Delta T \frac{E_n E_0 (1-S)}{(1-S) E_0 + S E_n}, \quad (6.20)$$

где  $S$  — относительная площадь ненагреваемого стержня, перпендикулярная к направлению действия напряжений.

Растягивающие напряжения в ненагреваемом объеме вдоль оси стержня составят

$$\sigma_0 = \alpha \Delta T \frac{E_n E_0 S}{(1-S) E_0 + S E_n}. \quad (6.21)$$

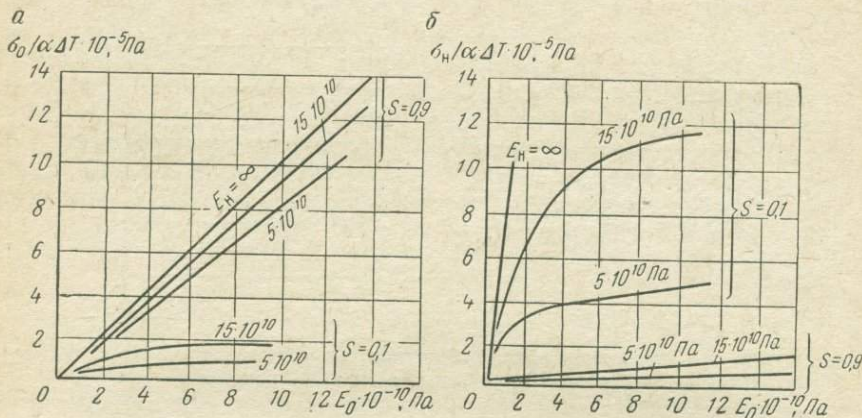


Рис. 6.13. Зависимость относительных термических напряжений от соотношения модулей упругости нагреваемого  $E_n$  и ненагреваемого  $E_0$  объемов породы:

$a$  — сжимающие напряжения при параллельном расположении нагреваемого и ненагреваемого объемов;  $b$  — растягивающие напряжения при параллельном расположении нагреваемого и ненагреваемого объемов

Полученные уравнения (6.18)—(6.21) используют при простейшем одномерном расчете термических напряжений вдоль направления нагрева в породах.

Анализ этих уравнений показывает, что термические напряжения зависят от величины  $\alpha$ , соотношения величин  $E_n$  и  $E_0$ , тепловых свойств породы и от нагреваемого объема (рис. 6.13).

В связи с тем, что термические напряжения определяются произведением  $E\alpha$  или  $K\gamma_r$  [см. уравнения (6.14) и (6.15)], их зависимость от внутренних факторов обусловлена зависимостью модулей упругости и коэффициентов теплового расширения от этих факторов. Так, с увеличением пористости пород термические напряжения уменьшаются.

Влажность оказывает незначительное влияние на термические напряжения, так как рабочие температуры нагрева пород обычно превышают  $100^\circ \text{C}$  (т. е. порода находится в сухом состоянии). Исключение составляет влага, заключенная в закрытых порах. При нагреве такой породы происходит испарение влаги, в результате чего возникают дополнительные термические напряжения.

#### 6.4. Влияние теплового поля на механические свойства пород

В массивах пород существуют как естественные тепловые поля, так и искусственные поля, вызванные различными процессами горного производства.

На некоторых глубоких рудниках естественная температура горных пород приближается к 80—90° С. При этом ощутимо меняется ряд свойств горных пород (особенно в сочетании с большим горным давлением), а также усложняется ведение горных работ.

Верхний слой горных пород подвержен сезонным колебаниям температур. При отрицательных температурах воздуха связные и рыхлые влажные породы, как известно, замерзают. Так, при температуре воздуха минус 30° С глинистые породы за 40 сут промерзают на глубину 1,6—1,8 м.

При разработке сульфидных руд и каменных углей возможны локальные источники повышенного нагрева горных пород, вызванные их окислением. Так, при окислении 1 кг углерода до углекислого газа выделяется до 33 500 кДж тепла. Это тепло способно нагреть на 50° С 1 т породы.

Кроме того, возможно повышение температуры пород при выполнении различных горнотехнологических операций, даже не связанных с тепловым воздействием на породы. Например, при механическом бурении забой скважины интенсивно разогревается. В месте контакта с инструментом породы могут нагреваться до температуры 800° С.

Тепловое поле вызывает изменения свойств пород под влиянием различных термодинамических процессов, происходящих в них при повышении температуры. Выделяют два вида воздействия теплового поля. Первый вид связан с возникающими в породах термическими напряжениями из-за неравномерного теплового расширения минералов. Второй вид обусловлен различными физическими и термохимическими превращениями минералов породы.

Термохимические и физические превращения в горных породах при нагреве могут быть следующими:

1) высушивание породы — удаление свободной воды при нагреве;

2) переход породы из одного агрегатного состояния в другое — плавление, отвердевание; испарение или сжижение; возгонка;

3) переход минералов из одной кристаллической формы в другую без изменения их химического состава — полиморфные превращения;

4) дегидратация — удаление химически связанной воды из минералов и горных пород (нагрев серпентина до 500° С, талька до 765° С и т. д.);

5) диссоциация — разрушение минерала с выделением газообразной фазы (например, декарбонатизация известняков);

6) окислительно-восстановительные процессы.

Температуры и теплота плавления пород, характерные температуры термических превращений минералов (см. приложения

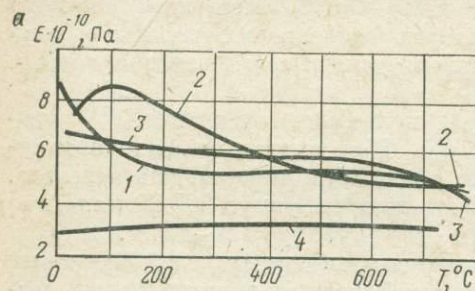
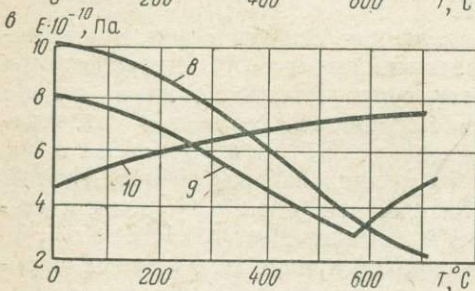
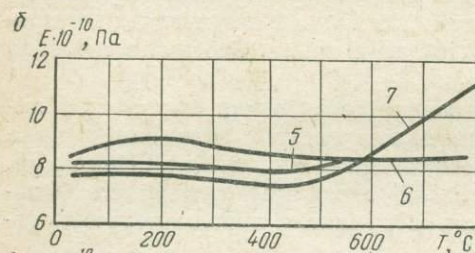


Рис. 6.14. Зависимость модуля упругости минералов (а, б) и пород (в) от температуры:

1 — роговая обманка; 2 — нефелин; 3 — хлорит; 4 — плавленый кварц; 5 — доломит; 6 — кальцит; 7 — ангидрит; 8 — габбро; 9 — кварцит; 10 — тремолит-воластонитовый скарн



19 и 20) являются физическими и химическими характеристиками пород.

Под воздействием низких температур также происходит изменение внутреннего строения пород и сил связей между отдельными частицами. Таким образом, тепловое воздействие приводит к изменению свойств пород в различных направлениях.

Модуль Юнга большинства кристаллических пород с повышением температуры непрерывно уменьшается (рис. 6.14), так как в этом случае

наиболее существенно сказывается рост теплового движения молекул и увеличение пластичности пород. Наиболее значительное уменьшение  $E$  наблюдается до температур около  $600^\circ\text{C}$ , при дальнейшем повышении температур модуль упругости остается приблизительно постоянным.

Кварцсодержащие породы (например, кварциты, песчаники) имеют точку минимума  $E$  около температуры  $573^\circ\text{C}$ , выше которой происходит резкое возрастание модуля Юнга (см. рис. 6.14). Это объясняется полиморфным превращением кварца — переходом низкотемпературной тригональной модификации кварца ( $\beta$ -кварц) в высокотемпературную гексагональную ( $\alpha$ -кварц).

Для аморфных (например, плавленый кварц) и некоторых мелкозернистых горных пород (например, тремолит-воластонитовый скарн) характерно устойчивое возрастание модуля Юнга (до 25%) с повышением температуры (см. рис. 6.14).

Глинистые породы, имеющие водно-коллоидный характер связи между частицами (группа 3.n), с повышением температуры

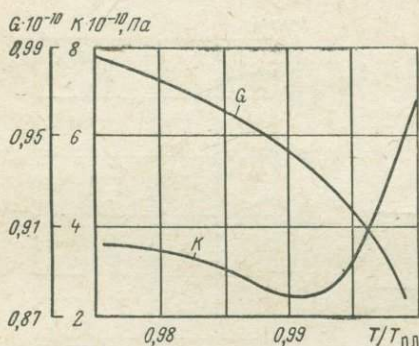


Рис. 6.15. Зависимость модуля сдвига  $G$  и модуля всестороннего сжатия  $K$  каменной соли от температуры

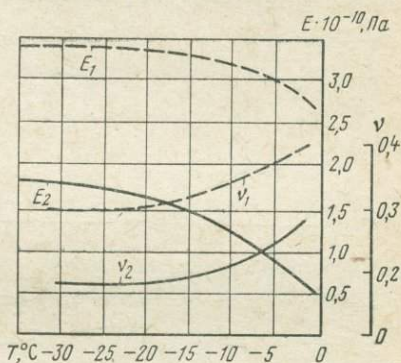


Рис. 6.16. Зависимость параметров упругости  $\nu$  и  $E$  пород от отрицательных температур: индекс 1 — влажный песок; индекс 2 — каолин

спекаются, упрочняются и поэтому их упругие параметры возрастают в несколько раз.

Во всех случаях, когда высокие температуры приводят к выгоранию породы (уголь, углистые аргиллиты, сланцы), наблюдается уменьшение модуля Юнга с увеличением температуры.

Модуль сдвига  $G$  пород с ростом температуры постепенно уменьшается (рис. 6.15) и при температурах плавления становится равным нулю, так как вещества в жидком состоянии практически не оказывают сопротивления касательным нагрузкам.

Коэффициент Пуассона с повышением температуры увеличивается и приближается к 0,5.

Если нагрев породы не приводит к необратимым изменениям в ее составе или структуре, то при ее охлаждении восстанавливаются исходные упругие параметры. То же наблюдается и в кварцсодержащих породах, так как переход  $\beta$ -кварца в  $\alpha$ -кварц — явление обратимое.

При охлаждении влажных рыхлых пород (группа 3.n) ниже нуля происходит увеличение модуля Юнга за счет замерзания заполняющей поры воды и упрочнения связей между частицами (рис. 6.16).

Глубокое охлаждение (до  $-196^\circ\text{C}$ ) сухих плотных пород в большинстве случаев также приводит к увеличению их модуля упругости. С повышением температуры изменяется скорость

упругих волн точно так же, как и упругих параметров пород. При этом в большинстве случаев скорость продольных упругих волн уменьшается (рис. 6.17), а коэффициент поглощения увеличивается.

С понижением температуры влажных пород наблюдается скачкообразное возрастание скорости упругих волн при переходе в область отрицательных температур, соответствующую

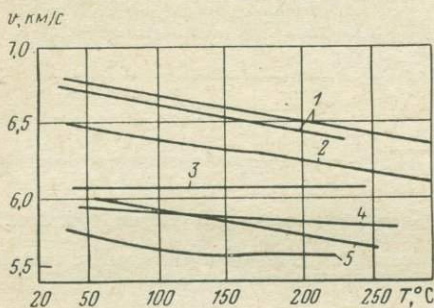


Рис. 6.17. Зависимость скорости продольных упругих волн в породах от температур. 1 — диабазы; 2 — известняк; 3 — плавленый кварц; 4 — кристаллический кварц; 5 — граниты

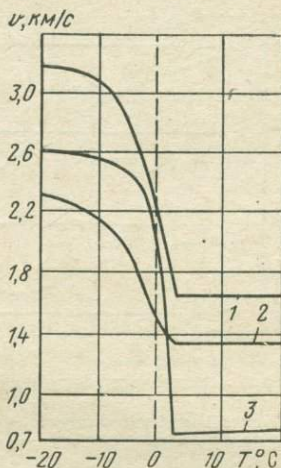


Рис. 6.18. Скорости упругих волн в мерзлых породах:

1 — песчаник; 2 — песок; 3 — глина

замерзанию воды (рис. 6.18), так как скорость упругих колебаний во льду составляет около 3300 м/с, что в 2 раза с лишним больше, чем в воде. Кроме того, в замерзших породах происходит резкое возрастание скоростей поперечных волн.

Температура влияет и на прочность пород. Большинство термохимических явлений (выгорание, окисление, диссоциация) приводит к снижению прочности пород. Наоборот, спекание глинистых пород приводит к повышению их прочности.

В случае, когда минералы при повышении температуры не разрушаются, возможен различный характер изменения прочности с повышением температуры в зависимости от величины и направленности возникающих внутренних термических напряжений.

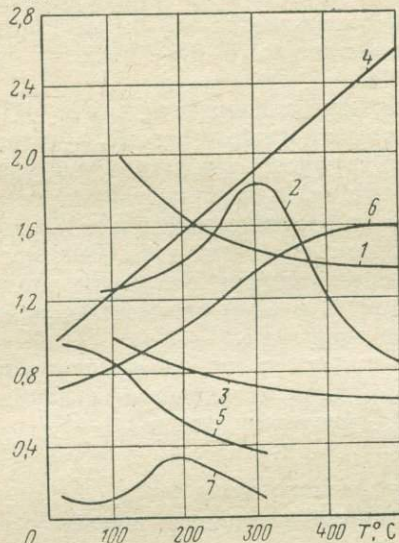
Если минералы, из которых сложена горная порода, имеют различные коэффициенты теплового расширения, то термические напряжения  $\sigma_T$ , возникшие при нагреве породы, равны

$$\sigma_T = K (\gamma_{T1} - \gamma_{T2}) \Delta T f(S), \quad (6.22)$$

где  $\gamma_{T_1} - \gamma_{T_2}$  — разность между коэффициентами объемного расширения двух минералов;  $f(S)$  — фактор, учитывающий площадь контакта минералов.

При этом, если  $\gamma_{T_1} - \gamma_{T_2} > 0$ , в породе возникнут растягивающие напряжения, приводящие к снижению прочности породы при нагреве. Если  $\gamma_{T_1} - \gamma_{T_2} < 0$ , то в породе появятся сжимающие напряжения, и  $\sigma_{сж}$  таких пород при нагреве будет возрастать.

$\sigma_{сж} \cdot 10^{-8}, \text{Па}$



$\sigma_{сж} \cdot 10^{-5}, \text{Па}$

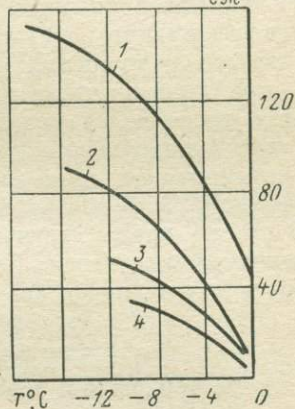


Рис. 6.19. Зависимость предела прочности пород при сжатии от температуры нагрева: 1 — железистые кварциты; 2 — гранит серый; 3 — гранит розовый; 4 — халькозиновая руда; 5 — кварц плавленный; 6 — урит; 7 — уголь каменный

Рис. 6.20. Зависимость предела прочности при сжатии влажных рыхлых пород от температуры замерзания:

1 — песок; 2 и 3 — супесь; 4 — глина

Экспериментальные данные показывают, что внутренние термические напряжения могут превысить  $10^8$  Па, т. е. достичь пределов прочности породы при сжатии или сдвиге (в зависимости от расположения включений). Наличие в породе различных минеральных зерен с разным сочетанием  $\gamma_T$  приводит к появлению максимумов на кривых зависимости предела прочности при сжатии некоторых пород от степени их нагрева (рис. 6.19).

Опыты показывают, что явление упрочнения в основном характерно для плотных мелкозернистых пород. Так, повышение прочности с ростом температуры вплоть до  $800^\circ\text{C}$  обнаружено у мелкозернистого песчаника (размер зерен  $d = 0,02 \div 0,3$  мм), серпентинита ( $d = 0,1 \div 0,6$  мм) и других пород.

У многих крупнозернистых пород, например гранитов, наблюдается снижение прочности с самого начала нагрева.

Повышение температуры изменяет также характер разрушения пород — в большей мере проявляется пласти-

ческое разрушение, поэтому при нагреве пород возрастает их сопротивляемость хрупкому разрушению — увеличивается вязкость.

Понижение температуры пород ниже нуля (до минус 20—30° С) существенно меняет прочностные свойства только у рыхлых, водонасыщенных пород. Последние вследствие замерзания воды упрочняются и переходят в категорию скальных пород (рис. 6.20). Это обстоятельство отрицательно влияет на разработку рыхлых пород в зимнее время. Если прочность мерзлых песков, супесей и суглинков при влажности 20—25% и температуре минус 1° С составляет  $(5-6) \cdot 10^5$  Па, то при температуре минус 40° С она возрастает до  $(5-6) \cdot 10^6$  Па. У глин величина  $\sigma_{сж}$  достигает  $4 \cdot 10^6$  Па.

У скальных пород глубокое охлаждение до минус 100—196° С вызывает явления, противоположные нагреву, — пластические деформации уменьшаются, хрупкость увеличивается, удельная работа разрушения уменьшается, а прочность возрастает. Так, при динамических нагрузках охлажденные породы разрушаются легче, чем в условиях обычных температур. Так, удельная работа разрушения габбро-диабазы и различных песчаников при температурах ниже минус 150° С в 4—6 раз меньше работы разрушения при нормальной температуре.

В то же время статическая прочность пород с понижением температуры возрастает. Так,  $\sigma_{сж,ст}$  при охлаждении песчаников, габбро и других пород до —180° С увеличивается в 1,4—1,7 раза.

### 6.5. Влияние теплового поля на тепловые и электромагнитные свойства пород

С изменением температуры окружающей среды происходит также изменение тепловых свойств пород. Установлено, что при повышении температуры снижается теплопроводность почти всех кристаллических минералов и пород (рис. 6.21). При этом наблюдается хорошее согласие с известной из фононной теории теплопроводности зависимостью

$$\lambda T = A, \tag{6.23}$$

где  $A$  — некоторая постоянная.

Для плотных изверженных и метаморфических пород (кварцитов, гранитов, пегматитов)  $A = 1100 \div 1900$  Вт/м.

Наиболее значительное снижение величины  $\lambda$  с повышением температуры характерно для пород, обладающих большими исходными его значениями.

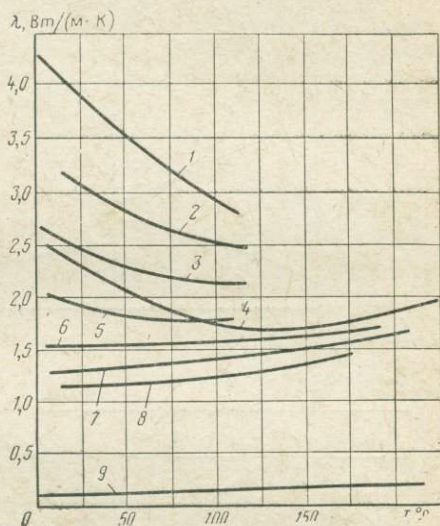
Уменьшение теплопроводности пород с повышением температуры объясняется усилением хаотичности движения молекул в кристаллической решетке и их взаимодействия (рассеивания одного фонона другим), что, в свою очередь, снижает величину пути свободного пробега фононов.

Наиболее четко такая закономерность соблюдается только в области до  $400^{\circ}\text{C}$ . При более высоких температурах теплопроводность  $\lambda$  стремится к постоянному значению, а для некоторых пород наблюдается даже возрастание  $\lambda$ , так как при высоких температурах возникает дополнительная теплопроводность, обусловленная излучением.

Теплопроводность пород, обладающих значительной пористостью (известняки и др.), с повышением температуры изменяется

Рис. 6.21. Зависимость коэффициента теплопроводности горных пород от температуры:

1 — доломит; 2 — гранит; 3 — кварцевый мондонит; 4 — известняки; 5 — сленит; 6 — анортозит; 7 — плавленый кварц; 8 — диабазовое стекло; 9 — уголь



незначительно, что также связано в основном с наличием радиационной составляющей теплопроводности в пористых породах. В практических расчетах можно принять теплопроводность этих пород независимой от температуры.

Теплопроводность аморфных и скрытокристаллических минералов и пород (обсидиан, аморфные разновидности  $\text{SiO}_2$  и др.) с повышением температуры возрастает. Некоторый рост теплопроводности с повышением температуры наблюдается также у анортозитов, глин и углей.

Если при нагреве в породах происходят различные фазовые превращения, дегидратация и т. д., то на кривой зависимости  $\lambda = f(T)$  таких пород будут наблюдаться аномальные точки. Например, известняки имеют область минимума коэффициента теплопроводности при температурах  $300-400^{\circ}\text{C}$ .

При повышении температуры влажных пород влага испаряется. Поэтому кривая теплопроводности такой породы при нагреве до  $100-200^{\circ}\text{C}$  имеет точку максимума: вначале, так как теплопроводность воды с повышением температуры увеличивается,  $\lambda$  всей породы возрастает, а затем при усилении процесса испарения влаги происходит уменьшение теплопроводности.

Снижение температуры породы ниже нуля приводит к замерзанию воды и, следовательно, к резкому возрастанию

теплопроводности пород (так как величина теплопроводности льда больше теплопроводности воды).

При дальнейшем глубоком охлаждении пород продолжается увеличение их коэффициента теплопроводности, причем в области абсолютных температур 5—30 К наблюдается максимум  $\lambda$ . Обобщенную зависимость  $\lambda = f(T)$  для пород разного фазового состояния можно выразить в виде графика, изображенного на рис. 6.22.

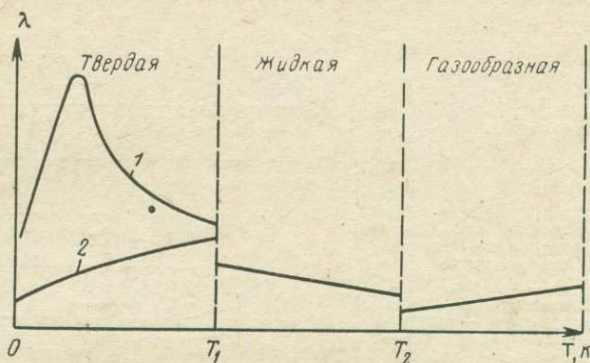


Рис. 6.22. Обобщенная температурная зависимость теплопроводности твердой, жидкой и газообразной фаз горной породы:

1 — кристаллические породы; 2 — аморфные породы

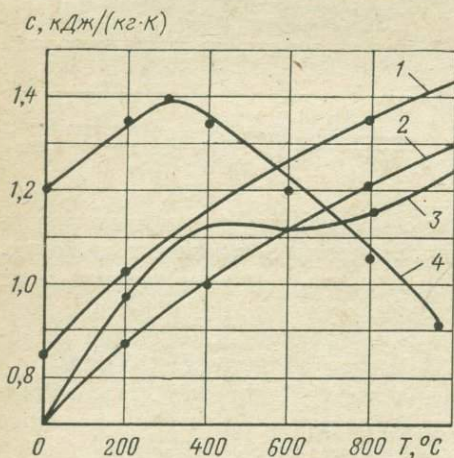


Рис. 6.23. Изменение удельной теплоемкости пород с повышением температуры:

1 — базальт; 2 — диабаз; 3 — кварцит; 4 — каменный уголь

С повышением температуры удельная теплоемкость плотных пород, как правило, увеличивается (рис. 6.23), так как энергия собственных колебаний в твердом теле растет с увеличением амплитуды колебаний. При этом максимум энергии будет при  $f_{\max}$ , т. е.  $hf_{\max} = K\theta_D$ , где  $\theta_D$  — так называемая характеристическая температура Дебая. Для низких температур

$$\hat{c}_V = 3R \left( \frac{T}{\theta_D} \right)^3, \quad (6.24)$$

где  $\hat{c}_V$  — молярная теплоемкость при постоянном объеме;  $R$  — газовая постоянная ( $R \approx 8,3 \cdot 10^3$  Дж/(кмол·К);  $T$  — абсолютная температура, К.

Рост  $c_V$  с повышением температуры происходит только до величины  $T = \theta_D$ . Наибольшее значение  $c_V$  достигает 25 Дж/(моль·К).

Однако для горных пород эти закономерности сохраняются далеко не всегда. Так, удельная теплоемкость каменного угля в области 200—400° С имеет максимум, после чего происходит падение ее вплоть до температур порядка 1000° С (см. рис. 6.23).

Аномалии зависимости теплоемкости от температуры характерны также для глин и других пород, способных существенно изменяться при воздействии тепла. Теплоемкость пород и минералов резко изменяется вблизи точек фазовых переходов. В остальных случаях теплоемкость пород с повышением температуры выше 150—200° С возрастает почти прямолинейно.

Отношение теплоемкости при 600° С к теплоемкости при 100° С для скарнов составляет 1,4, для кварца, плавленного кварца, кварцитов — 1,36—1,3, для гранитов — 1,26.

Таким образом, температурную зависимость  $c_T$  многих пород можно выразить формулой

$$c_T = c_0 (1 + bT), \quad (6.25)$$

где  $c_0$  — удельная теплоемкость пород при  $T = 0^\circ$  С, причем температурный коэффициент  $b$  составляет  $(4-8) \cdot 10^{-4}$ /К.

Температуропроводность  $a$  кристаллических пород с повышением температуры в большинстве случаев уменьшается, в то время как температуропроводность аморфных пород, углей и глин с температурой увеличивается (рис. 6.24).

Коэффициенты линейного теплового расширения  $\alpha$  большинства твердых тел, в том числе и горных пород, с повышением температуры увеличиваются. У многих минералов наблюдаются аномалии коэффициента  $\alpha$ , обусловленные термическими изменениями. Наиболее известен четкий максимум коэффициента линейного теплового расширения кварца и кварцсодержащих пород в области 573° С (рис. 6.25, а), связанный с полиморфным превращением  $\beta$ -кварца в  $\alpha$ -кварц.

Величина этого пикообразного максимума зависит от процентного содержания кварца в породе. Плавные максимумы в области 400—600° С характерны для кальцита и ангидрита, в области 200° С — для пирита.

Температурные зависимости  $\alpha$  многих минералов, у которых не происходит фазовых изменений, представляют собой прямые линии типа

$$\alpha = \alpha_0 (1 + b'T), \quad (6.26)$$

где  $\alpha_0$  — коэффициент линейного теплового расширения при  $T = 0^\circ$  С.

У большинства минералов температурный коэффициент  $b'$  составляет примерно  $1,25 \cdot 10^{-3}$  1/К. Поэтому можно приблизительно вычислять  $\alpha$  минералов и пород в зависимости от температуры по формуле

$$\alpha = \alpha_0 (1 + 1,25 \cdot 10^{-3} T). \quad (6.27)$$

Несмотря на снижение модуля упругости с повышением температуры, параметр  $\alpha E$  возрастает, поскольку  $\alpha$  значительно увеличивается с повышением температуры. Так, при изменении температуры от 60 до 600°С величина  $\alpha E$  возрастает у гранодиорита в 3,3 раза, у кварцевого порфира — в 20,5 раза.

Влияние температуры на удельное электрическое сопротивление горных пород подчиняется законам зонной теории электропроводности.

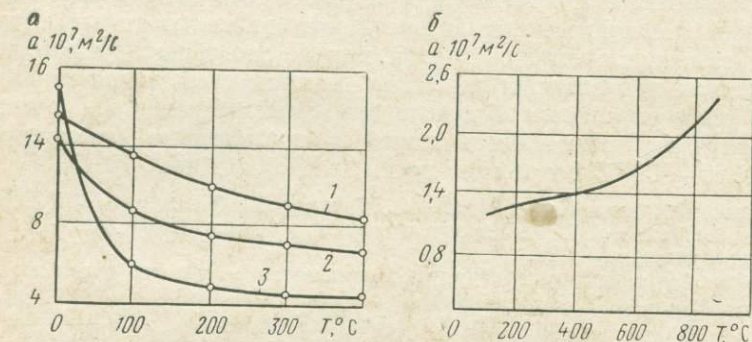


Рис. 6.24. Температурные зависимости температуропроводности:

$a$  — горных пород: 1 — бакальский микрокварцит; 2 — гранит месторождения «Ровное»; 3 — бакальский доломит; 6 — угля

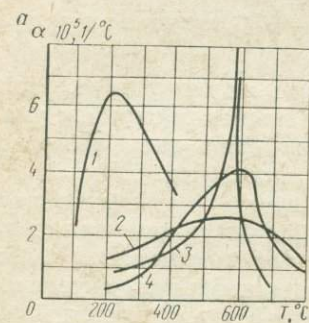
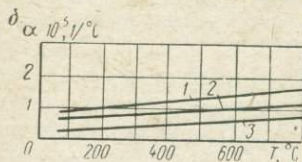


Рис. 6.25. Зависимость коэффициента линейного теплового расширения пород и минералов от температуры:

$a$  — минералы, имеющие область максимума: 1 — пирит; 2 — кальцит; 3 — кварц; 4 — серпентин; 6 — породы, не имеющие максимума: 1 — нефелиновый сиенит; 2 — диорит; 3 — габбро



Подвижность ионов в диэлектриках с повышением температуры увеличивается, растет их кинетическая энергия и облегчается их вырывание из решетки. Поэтому электропроводность диэлектрика возрастает.

Зависимость электропроводности  $\sigma_3$  чистого диэлектрика от температуры выражается формулой

$$\sigma_3 = \sigma_{30} e^{-\frac{Q_3}{kT}},$$

(6.28)

где  $\sigma_{30}$  — некоторая постоянная,  $1/(\text{Ом} \cdot \text{м})$ ;  $Q_3$  — ширина запрещенной зоны, представляющая собой энергию активации, необходимую для вырывания и перемещения иона, Дж;  $k$  — постоянная Больцмана ( $k = 1,38 \cdot 10^{-23}$ ), Дж/К;  $T$  — абсолютная температура, К.

В полупроводниках повышение температуры приводит к увеличению концентрации электронов и соответственно к росту электропроводности пород.

Зависимость электропроводности полупроводника от температуры выражается формулой

$$\sigma_3 = \sigma_{30} e^{-\frac{Q_3}{2kT}}, \quad (6.29)$$

где  $Q_3$  — энергия запрещенной зоны полупроводника.

При повышении температуры породы до  $600^\circ \text{C}$  электрическое сопротивление пород уменьшается в широких пределах — от 20 до  $10^9$  раз.

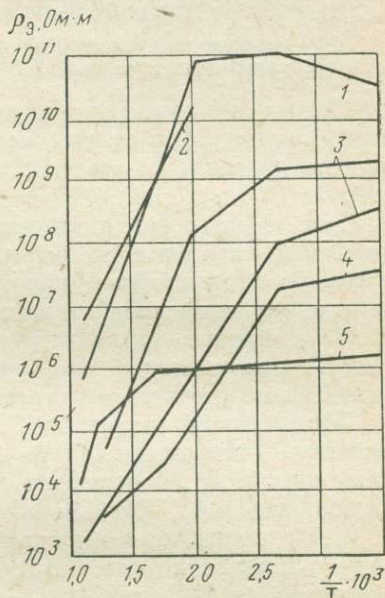


Рис. 6.26. Температурные зависимости удельного электрического сопротивления пород: 1 — мрамор; 2 — тальковый камень; 3 — апатито-нефелиновая руда; 4 — уртит-порфир; 5 — бурый железняк Коршунковского разреза

В породах и минералах при низких температурах, когда основные ионы решетки еще мало диссоциированы, значительное участие в переносе зарядов принимают примесные ионы. При высоких температурах примесная проводимость играет меньшую роль. Поэтому при низких температурах наблюдаются широкие пределы изменения сопротивления, при более высоких температурах — значительно меньшие, и кривые зависимости  $\rho_3 = f(1/T)$  имеют точки перегиба (рис. 6.26).

Наибольшее понижение сопротивления с температурой наблюдается у пород с большим начальным сопротивлением, а наименьшее — у руд (см. приложение 25).

Это значит, что хорошо проводящие породы по своим свойствам приближаются к проводникам. Для некоторых полупроводниковых минералов с высокой проводимостью (пирротин) вообще установлено отсутствие зависимости сопротивления от температуры в широком температурном диапазоне.

Характерно также, что электрическое сопротивление минералов после нагрева, за редким исключением, отличается от начального значения.

Минералы, у которых происходят изменения в составе в сторону увеличения содержания проводящих компонентов, вызванные температурным воздействием, имеют конечные значения сопротивления, пониженные по сравнению с начальными, остальные — повышенные. В связи с этим минералы по характеру изменения электрического сопротивления после нагрева разделяют на три группы:

I — минералы, у которых сопротивление не изменяется, например диопсид;

II — минералы, у которых сопротивление уменьшается, например хромит;

III — минералы, у которых сопротивление увеличивается, например хлорит, халькозин и т. д.

Повышение температуры влажной пористой породы вызывает испарение влаги, в связи с чем зависимость сопротивления такой породы от температуры начинает отличаться от экспоненциальной.

Так, чаще всего повышение температуры породы примерно до  $200^{\circ}\text{C}$  приводит к некоторому увеличению сопротивления и только в дальнейшем начинается его уменьшение. Например, данные по испытанию каменных углей (бурых, жирных, газовых) и горючих сланцев показывают, что до температур  $50\text{--}100^{\circ}\text{C}$  сопротивление испытуемого образца снижается, а при дальнейшем повышении температуры до  $200^{\circ}\text{C}$  — возрастает.

Последующий нагрев до  $800^{\circ}\text{C}$  характеризуется наибольшим линейным снижением сопротивления. Удельное сопротивление угля при этом уменьшается от  $10^7\text{--}10^{10}$  до  $10^{-1}$  Ом·м. Объясняется это тем, что первоначальное удельное сопротивление породы зависит от содержащейся в ней воды, а сопротивление воды с повышением температуры снижается (с увеличением температуры на  $1^{\circ}\text{C}$  приблизительно на 2%).

Дальнейшее повышение температуры приводит к высушиванию образца и увеличению его сопротивления. После удаления из образца всей влаги изменение  $\rho$ , в зависимости от температуры происходит в соответствии с теорией полупроводников.

Влияние отрицательных температур на удельное электрическое сопротивление пород проявляется сразу же после перехода в область температур ниже нуля и особенно резко в рыхлых и трещиноватых породах (рис. 6.27).

При изменении температуры влажного песка от  $+0,5$  до  $-0,5^{\circ}\text{C}$  его сопротивление увеличивается в десятки раз. Это связано с тем, что удельное сопротивление льда в 3 раза превышает сопротивление даже чистой воды.

Диэлектрическая проницаемость  $\epsilon_r$  большинства пород с повышением температуры возрастает (см. приложение 24).

Установлено, что с повышением температуры не только не наблюдается сближение  $\epsilon_r$  различных пород и минералов (как это обнаружено для удельной электропроводности), но даже наоборот — происходит дифференциация горных пород по диэлектрической проницаемости. Так, если  $\epsilon_r$  породообразующих мине-

ралов при комнатных температурах не превышает 10, то в области 600° С  $\epsilon_r$  разных минералов составляет от 6 до 33 (рис. 6.28).

Характерно, что в жидкостях, в которых отсутствуют жесткие связи между молекулами, диэлектрическая проницаемость с повышением температуры уменьшается. В ряде случаев такая закономерность возможна и в твердых породах.

При фазовых переходах минералов наблюдаются аномалии в зависимости  $\epsilon_r = f(T)$ . Так, для серы в интервале температур

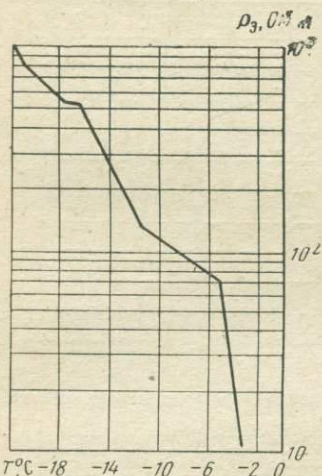


Рис. 6.27. Зависимость удельного электрического сопротивления мерзлых суглинков от температуры

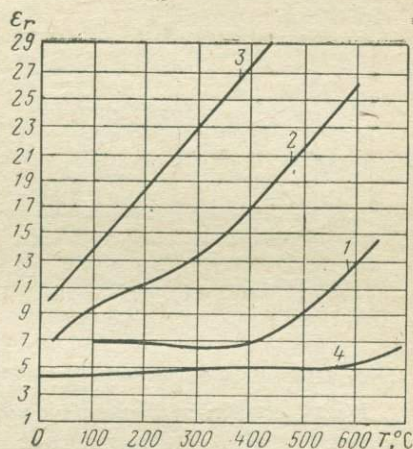


Рис. 6.28. Температурные зависимости диэлектрической проницаемости минералов: 1 — тальк; 2 — ангидрит; 3 — хромит; 4 — кварц

95—96° С замечен скачок  $\epsilon_r$ , соответствующий переходу ромбической серы в моноклинную. Переход от арагонита к кальциту в температурном интервале 360—470° С также фиксируется изменением диэлектрической проницаемости.

Влияние температуры на магнитные свойства пород наиболее сильно выражено в группе ферромагнетиков.

С повышением температуры растет подвижность атомов, составляющих домены. При определенной температуре, называемой точкой Кюри, домены полностью лишаются магнитных моментов. Выше этой температуры ферромагнетик переходит в парамагнетик (рис. 6.29).

Кривые зависимости  $\kappa = f(T)$  бывают обратимыми и необратимыми.

Необратимые кривые наблюдаются для нестойких в температурном отношении минералов, например титаномагнетитов.

Температура Кюри пород зависит от их строения и минерального состава. Если порода состоит из разных ферромагнитных мине-

ралов, то она может иметь несколько точек Кюри, соответствующих каждому минералу.

У ряда минералов, имеющих магнитную проницаемость  $\mu$  того же порядка, что и у парамагнетиков, при определенных температурах наблюдается аномальный скачок в значении величины  $\mu$ . Такие минералы входят в группу антиферромагнетиков, у которых в кристаллической решетке существуют антипараллельно ориентированные, друг друга взаимно компенсирующие магнитные диполи (подрешетки). При температуре фазового перехода про-

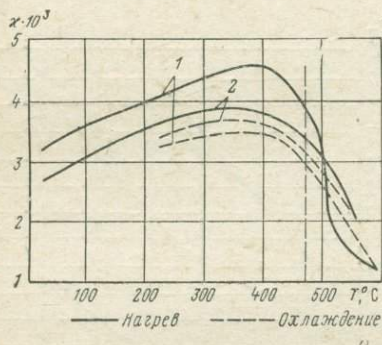


Рис. 6.29. Температурные зависимости магнитной восприимчивости амфиболо-магнетитового кварца:

1 и 2 — соответственно первый и второй циклы нагрева — охлаждения

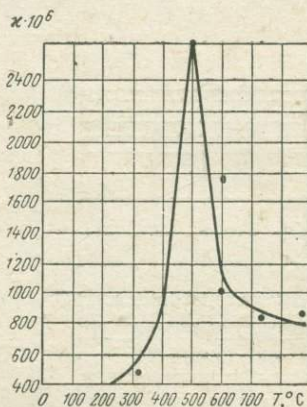


Рис. 6.30. Температурная зависимость магнитной восприимчивости антиферромагнетиков

исходит опрокидывание подрешеток — они оказываются направленными в одну сторону и их магнитные моменты суммируются. Это сопровождается резким увеличением магнитной проницаемости и восприимчивости породы (рис. 6.30). К антиферромагнетикам относятся пиролюзит, алабандин,  $\alpha$ -гематит, сидерит и другие минералы.

Направления и порядок изменения основных свойств пород под воздействием внешних полей и, в частности, температуры могут быть представлены в виде номограммы (рис. 6.31).

## 6.6. Воздействие упругих колебаний

Упругие колебания низкой частоты достаточной мощности чаще всего приводят к тем же последствиям, что и механическое напряжение. При этом происходит усталостное разрушение пород. Возможен эффект уплотнения и сортировки рыхлых горных пород.

Особые явления наблюдаются при распространении в горных породах и жидкостях высокочастотных упругих колебаний, в том числе и ультразвука. Малая длина волны позволяет их концентрировать в узкий пучок. Это способствует получению колебаний высоких интенсивностей с предельными амплитудами

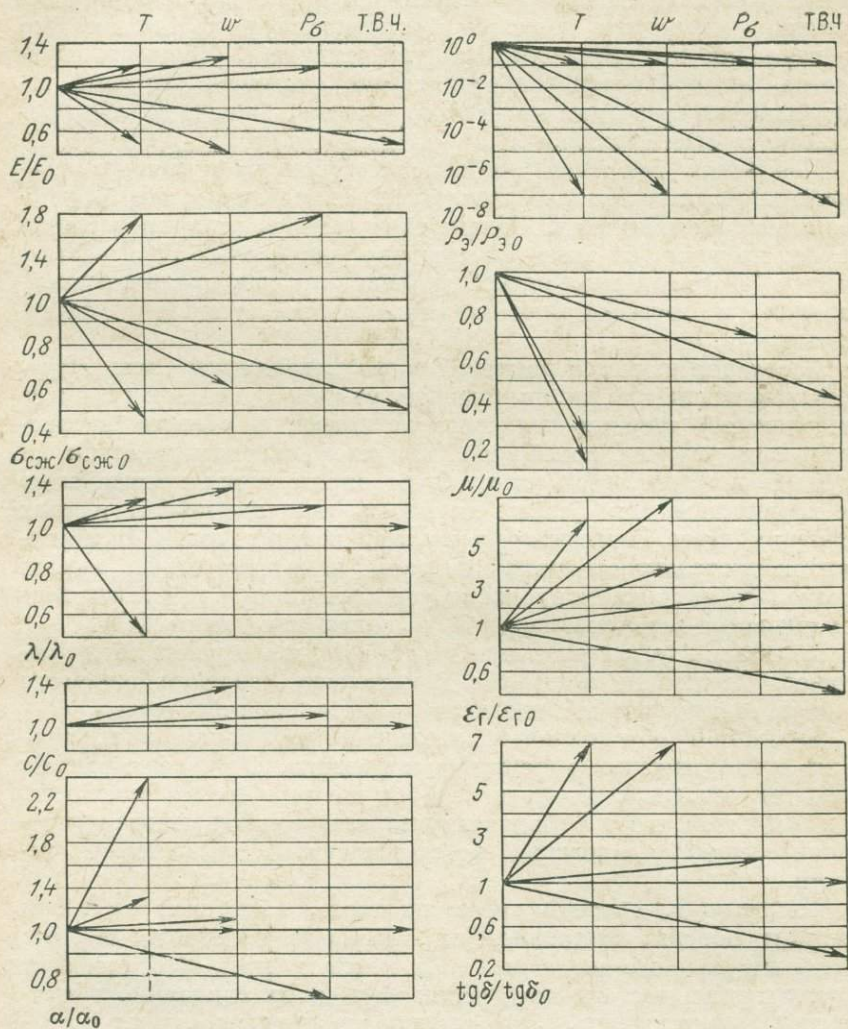


Рис. 6.31. Обобщенная номограмма оценки характера изменения физических параметров в породах при изменении внешних факторов — температуры  $T$ , влажности  $w$ , давления  $P_0$  и при воздействии токов высокой частоты (Т. В. Ч.)

смещения и проявлению механических, тепловых, электрических и химических эффектов. Например, при прохождении ультразвука через жидкость возникает кавитация. Когда в некоторых участках жидкости, оказавшихся в фазе деформации растяжения, внутреннее давление  $p$  становится ниже статического ее давления  $p_0$ , происходит разрыв жидкости. Жидкость испаряется, и образуются кавитационные пузырьки, которые захлопываются сразу же, как только  $p$  станет больше  $p_0$ , что происходит в фазе сжатия.

Появлению кавитации особенно способствует наличие в жидкости инородных тел или пузырьков, являющихся как бы центрами ее возникновения. Вблизи этих центров силы притяжения между молекулами воды значительно ослаблены. При частоте более 5 МГц кавитация не наблюдается, так как процесс возникновения и исчезновения пузырьков не успевает завершиться.

Кавитация является причиной возникновения некоторых эффектов, важнейшим из которых следует считать диспергацию (разрушение) твердых тел, расположенных в области распространения упругих колебаний. При этом скорость разрушения пород под воздействием ультразвука определяется прежде всего их хрупкостью. Чем больше хрупкость, тем при прочих равных условиях выше скорость разрушения, поэтому легко диспергируются ультразвуком такие минералы, как гипс, слюда, графит и сера. Эффект диспергирования усиливается при добавке к воде поверхностно-активных веществ в количестве менее 0,2%.

Кавитация вызывает также дегазацию жидкостей и расплавов. Дегазация связана с понижением давления жидкости в фазе растяжения и выделением вследствие этого газа.

Кавитация обуславливает возникновение также электрических и химических эффектов ультразвука. Из электрических эффектов основным является люминесценция жидкости. Химические эффекты ультразвука проявляются в ускорении реакций окисления, восстановления и конденсации веществ.

Ультразвук, проходя через жидкость, в которой взвешены частицы породы, заставляет их совершать колебания, частота и амплитуда которых зависят от массы частиц. Это приводит к увеличению частоты соударений частиц, их слипанию, укрупнению и осаждению. Это явление называется коагуляцией.

Упругие колебания звуковой и инфразвуковой частоты способны вызвать тиксотропию (разжижение) влажных глинистых пород. Упругие колебания снижают также внутреннее трение рыхлых скальных пород, так как в результате вибрации связь между частицами становится менее устойчивой.

## 6.7. Воздействие электрического и магнитного полей

Электрические и магнитные поля могут воздействовать на горные породы непосредственно — за счет смещения, электрического и магнитного ориентирования (поляризация и намагничивание), возбуждения электронов и ионов и т. д. или косвенно — через тепловое поле, в которое трансформируется электрическая энергия в породах.

Выделяют три группы явлений: нагрев пород, непосредственное изменение свойств пород под воздействием поля и пробой пород.

**Нагрев пород.** Как известно, превращение электрической энергии в тепловую в случае постоянного тока (или тока промышленной частоты) описывается законом Джоуля — Ленца:

$$Q_T = \frac{U^2}{R} \quad (6.30)$$

или в дифференциальном виде

$$q_T = \sigma_3 E_3^2, \quad (6.31)$$

где  $Q_T$  и  $q_T$  — полное и удельное количество тепла, выделившегося в породе;  $U$  и  $E_3$  — напряжение и напряженность электрического поля;  $R$  и  $\sigma_3$  — полное сопротивление и удельная электропроводность породы.

Таким образом, при довольно низком электрическом сопротивлении пород или большом напряжении электрического поля порода может быть нагрета до весьма высоких температур.

При распространении в породе тока высокой частоты происходит значительно более интенсивный нагрев ее, так как удельная электропроводность пород с повышением частоты возрастает согласно уравнению

$$\sigma_3 = 2\pi f \varepsilon_0 \varepsilon_r \operatorname{tg} \delta. \quad (6.32)$$

Поэтому количество выделяющегося в этом случае тепла можно записать в виде формулы

$$q_T = 2\pi f \varepsilon_0 \varepsilon_r \operatorname{tg} \delta E_3^2. \quad (6.33)$$

Магнитное поле оказывает заметное воздействие лишь на ферромагнитные горные породы. При этом выделение тепла в образце, помещенном в высокочастотное магнитное поле, обусловлено индукционными вихревыми токами и потерями мощности на процесс перемагничивания.

Мощность  $N_\Phi$ , выделяющаяся в виде тепла за счет вихревых токов, прямо пропорциональна квадрату частоты  $f$  и зависит от электрического сопротивления  $\rho_3$  породы:

$$N_\Phi = k \frac{B^2 f^2}{\rho_3}, \quad (6.34)$$

где  $k$  — некоторый коэффициент;  $B$  — магнитная индукция.

Мощность  $N_r$ , выделяющаяся в результате процесса перемагничивания (потери на гистерезис), пропорциональна частоте поля  $f$ :

$$N_r = k_1 B^2 f. \quad (6.35)$$

Для ферромагнитных горных пород наиболее существенны магнитные потери. Отношение  $N_r/N_\phi$  пород составляет 15—30. Вихревые токи имеют достаточно большие значения лишь при высоких температурах, когда электрическое сопротивление пород снижается, а потери на гистерезис выше точки Кюри практически исчезают.

**Изменение прочности пород.** Экспериментами установлено, что высокочастотное электромагнитное поле не только является источником тепла в горной породе, но и непосредственно воздействует на кристаллическую решетку вещества, существенно изменяя механические свойства минералов и горных пород. Это связано с тем, что дислокации, имеющиеся в породе, как правило, обладают некоторым электрическим зарядом. Поэтому внешнее электромагнитное поле способно воздействовать на дислокацию, переориентировать ее или сдвинуть в определенном направлении.

В результате воздействия электромагнитного поля на некоторые породы даже при отсутствии нагрева последних происходит довольно существенное уменьшение модуля Юнга (в 2,3—1,25 раза), предела прочности при сжатии и возрастание величины пластической деформации (см. приложение 33).

Так, для не облученных электромагнитным полем образцов сфалерита связь между пластической деформацией  $\varepsilon_{пл}$  и механическими напряжениями  $\sigma$  выражается формулой

$$\frac{d\varepsilon_{пл}}{dt} = 0,2 + 0,9 \cdot 10^{-4} \sigma^2. \quad (6.36)$$

После облучения электромагнитным полем эта зависимость становится более сильной:

$$\frac{d\varepsilon_{пл}}{dt} = 0,42 + 1,6 \cdot 10^{-4} \sigma^2. \quad (6.37)$$

Механические напряжения  $\sigma$ , возникающие в результате электрострикции (см. раздел 4.1), прямо пропорциональны квадрату напряженности электрического поля:

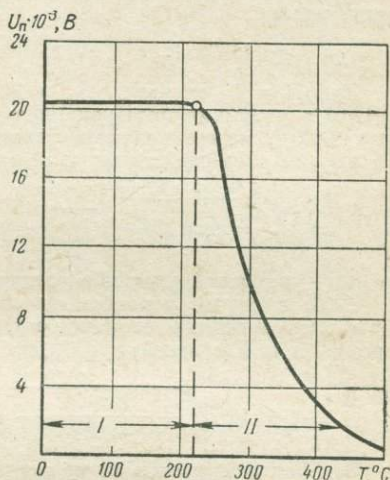
$$\sigma = \frac{1}{2} \varepsilon_0 \varepsilon_r E^2. \quad (6.38)$$

При небольших напряженностях электрострикция незначительна. Так, при  $E_0 = 1000$  В/м и  $\varepsilon_r = 10$  величина  $\sigma$  составляет  $4,4 \cdot 10^{-5}$  Па. Однако с увеличением напряженности поля механические напряжения могут возрасти и также изменить свойства породы.

**Пробой пород.** При больших напряжениях электрического поля перестает соблюдаться закон Ома и ток начинает непропорционально быстро расти — сопротивление диэлектрика убывает. Напряжение, при котором  $\rho_s \rightarrow 0$ , т. е. происходит разряд через диэлектрики, называют пробивным напряжением  $U_p$ , а соответствующая этому напряжению напряженность электрического поля — пробивной напряженностью  $E_d$  породы.

Рис. 6.32. Зависимость пробивного напряжения каменной соли от температуры:

I — область электрического пробоя; II — область теплового пробоя



Нарушение диэлектрических свойств породы может быть обусловлено различными факторами, в зависимости от которых выделяют различные виды пробоя: тепловой, электрический и химический.

**Тепловой пробой.** Как известно, ток, проходящий через породу, нагревает ее. Поскольку сопротивление горных пород в большинстве случаев очень велико, при небольших напряжениях количество выделившегося тепла мало. Если происходит отвод тепла от нагретых частей породы к холодным и в окружающую среду, то температура породы не повышается.

Если повысить напряжение, произойдет более сильный разогрев породы, который уже не может быть скомпенсирован ее охлаждением окружающей средой. В результате произойдет повышение температуры породы, что вызовет уменьшение ее сопротивления, увеличение тока, проходящего через породу, дальнейший разогрев породы, новое нарастание тока и т. д. В результате ток может возрасти до большой величины и произойдет пробой. Такая форма пробоя носит название теплового. Отличительные черты теплового пробоя: нагрев горных пород, относительная длительность процесса и зависимость пробивного напряжения от температуры (рис. 6.32).

Математически тепловой пробой можно описать с помощью уравнения теплового баланса. Как известно, в канал породы, по которому течет ток, поступает количество тепла  $Q_1$ , которое можно определить из выражения

$$Q_1 = U^2 \sigma_3 \frac{\pi r^2}{l}, \quad (6.39)$$

где  $U$  — приложенное напряжение, В;  $\sigma_3$  — удельная проводимость канала пробоя,  $1/(\text{Ом} \cdot \text{м})$ ;  $\pi r^2$  — площадь поперечного сечения канала,  $\text{м}^2$ ;  $l$  — длина канала, м.

Количество тепла  $Q_2$ , отдаваемое ежесекундно каналом в окружающую среду, равно

$$Q_2 = \lambda \text{ grad } T 2\pi r l. \quad (6.40)$$

При  $U = U_{\text{п}}$  величины  $Q_1$  и  $Q_2$  равны. Приравняв уравнения (6.39) и (6.40) и учитывая температурную зависимость  $\sigma_3$  горных пород [см. формулу (6.29)], можно получить формулу, связывающую пробивное напряжение породы с ее свойствами и размерами:

$$U_{\text{п}} = \sqrt{\frac{2\lambda}{r} \text{ grad } T \rho_{03} l e^{\frac{Q}{4kT}}}, \quad (6.41)$$

где  $\rho_{03}$  — исходное удельное электрическое сопротивление породы,  $\text{Ом} \cdot \text{м}$ .

Если в случае переменного поля в приведенной формуле вместо  $\rho_{03}$  подставить активную составляющую удельной проводимости, выраженную через  $\epsilon_r$  и  $\text{tg } \delta$  и перейти к  $E_{\text{п}}$ , то можно получить

$$E_{\text{п}} = 1,9 \cdot 10^5 \sqrt{\frac{\lambda}{r} \frac{\text{grad } T}{\epsilon_r f \text{ tg } \delta} \bullet \frac{Q}{4kT}}. \quad (6.42)$$

Эта формула указывает на зависимость  $E_{\text{п}}$  от тепловых и электрических свойств пород и от частоты электрического поля.

С ростом температуры породы происходит уменьшение пробивного напряжения. Например, для каменной соли

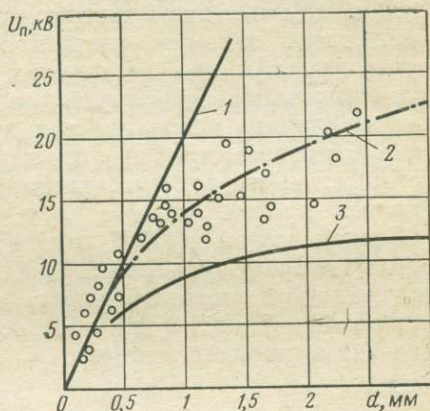
$$\lg U_{\text{п}} = 5,64 - 5,3 \cdot 10^{-3} T. \quad (6.43)$$

Поэтому в случае теплового пробоя сравнению поддаются только величины пробивного напряжения и напряженности, определенные при одних и тех же температурах. Обычно для конкретной породы существует определенная температура, выше которой всегда наблюдается тепловой пробой. Если порода имеет довольно большую начальную проводимость, то эта критическая температура может быть ниже  $10^\circ \text{C}$ . В таких породах, если они не подвержены охлаждению, наблюдается только тепловой пробой. Последний, например, характерен для большинства хорошо проводящих рудных минералов (пирит, галенит, магнетит и т. д.). При этом пробивные напряжения незначительны.

С повышением частоты электрического поля пробивное напряжение изменяется примерно обратно пропорционально  $\sqrt{f}$ , если величины  $\epsilon$  и  $\text{tg } \delta$  можно принять постоянными в некотором диапазоне частот. Пробой породы вдоль слоистости осуществляется легче, чем поперек слоистости, так как вдоль слоистости проводимость пород выше.

**Электрический пробой** происходит тогда, когда в горной породе образуются и накапливаются под непосредственным воздействием электрического поля свободные носители тока — ионы, электроны. В момент, когда лавинообразное нарастание носителей тока достигнет предела, происходит нарушение свойств диэлектрика, сопротивление породы резко падает — наступает пробой. При электрическом пробое главным фактором, обусловли-

Рис. 6.33. Зависимость пробивного напряжения от толщины образца серы (электрический пробой):  
 1 — при однородном поле; 2 — при неоднородном поле; 3 — минимальная расчетная кривая



вающим пробой, является напряженность электрического поля. Напряженность поля при пробое  $E_p$  называют электрической прочностью.

Физическая сущность электрического пробоя весьма сложна. В его создание значительный вклад вносят ударная ионизация молекул и разрыв кристаллической решетки тела. Электрический пробой, в отличие от теплового, совершается практически мгновенно.

Величина пробивного напряжения при электрическом пробое весьма чувствительна к неоднородности поля. В случае любой неоднородности величина  $U_p$  резко снижается (рис. 6.33). Для характеристики материала обычно пользуются параметром предельной электрической прочности, который определяется в условиях однородного поля, и параметром минимальной электрической прочности, определяемым в резко неоднородном электрическом поле.

В однородном поле электрическая прочность  $E_p$  не зависит от толщины пробиваемого слоя и является физической константой (см. приложение 27).

В неоднородном поле наблюдается уменьшение  $E_p$  с увеличением толщины образца  $d$  за счет увеличения количества неоднородностей в породе. С повышением толщины  $d$  пробивное напряжение  $U_p$  стремится к некоторой предельной величине, т. е. при увеличении неоднородности поля снижается пробивное напряжение до некоторого значения, остающегося постоянным

при дальнейшем искажении поля. Таким образом, характеристикой породы в однородном поле может служить  $E_{п\max}$ , а в неоднородном  $U_{п\infty}$ :

$$U_{п\infty} = \lim_{d \rightarrow \infty} U_{п}. \quad (6.44)$$

Для осуществления электрического пробоя требуются напряженности в сотни раз больше (до  $10^8$  В/м), чем для теплового пробоя. Обычно электрический пробой происходит в породах, обладающих высоким сопротивлением, при довольно низких температурах и при постоянном или импульсном напряжении. Если напряжение переменное, то ввиду появления дополнительных источников тепла за счет диэлектрических потерь вероятность теплового пробоя возрастает. Поэтому можно ожидать, что в условиях высоких частот в породах всегда происходит тепловой пробой.

Электрический пробой зависит от слоистости породы. Если слоистую породу представить как двуслойный конденсатор со слоями, имеющими соответственно  $\epsilon_{r1}$  и  $\epsilon_{r2}$ , то распределение напряженностей в слоях будет обратно пропорционально их диэлектрическим проницаемостям:

$$\frac{E_{\epsilon 1}}{E_{\epsilon 2}} = \frac{\epsilon_{r 2}}{\epsilon_{r 1}}. \quad (6.45)$$

В довольно хорошо проводящих породах напряженности устанавливаются обратно пропорционально удельным электропроводностям слоев:

$$\frac{E_{\sigma 1}}{E_{\sigma 2}} = \frac{\sigma_{\epsilon 2}}{\sigma_{\epsilon 1}}. \quad (6.46)$$

Если напряженность поля в одном из слоев достигнет величины предельной пробивной напряженности  $E_{п}$  для данного слоя, наступит пробой этого слоя. Одновременно с пробоем слоя все напряжение перераспределяется на второй слой, а в месте пробоя возникает резкая неоднородность поля, приводящая к быстрому пробую второго слоя.

В результате разрушение слоистой породы произойдет значительно быстрее и при более низкой напряженности поля, чем монолитного образца.

При увлажнении, повышении пористости пород, наличии в них включений и неоднородностей их электрическая прочность снижается.

С увеличением всестороннего давления на минералы и породы, а также длительности воздействия напряжения их электрическая прочность также уменьшается. Если подавать напряжение импульсами, то пробивная напряженность пород понижается с увеличением количества импульсов, поскольку каждый предыдущий импульс производит некоторый неполный пробой породы и, следовательно, способствует окончательному пробую при меньших напряжениях.

Во всех случаях теплового и электрического пробоя, кроме изменения электрических свойств породы, происходит нарушение ее сплошности — образуются выплавленные, разрушенные каналы, а в соответствующих условиях происходит полное разрушение породы. Поэтому пробой находит применение в различных методах электротермического и электрического разрушения пород.

**Химический пробой.** Если пробой породы происходит в результате определенных химических изменений в ней, то такой пробой называется химическим. Строго говоря, химические изменения сопровождают любой тепловой пробой, а в ряде случаев и электрический, поэтому довольно часто химический пробой не выделяют в отдельный вид. К химическому пробую относится, например, выделение в породе вследствие электролиза хорошо проводящих веществ, соединяющих электроды нитеобразными каналами.

Осуществлению химического пробоя способствуют температура и длительность действия напряжения. Существенное значение имеют также искажения электрического поля.

### 6.8. Воздействие излучений

Как уже отмечалось, энергия рентгеновских и  $\gamma$ -квантов значительно превышает энергию квантов электромагнитных волн большой длины. Поэтому процессы взаимодействия квантов и частиц породы приводят к их существенным физико-химическим изменениям. Электрическая прочность каменной соли, например при облучении  $\gamma$ -лучами, изменяется в зависимости от продолжительности воздействия, причем в начале она растет, а затем плавно уменьшается.

После облучения  $\gamma$ -лучами микротвердость сегнетовой соли значительно уменьшается [при  $(1,03 \div 1,31) \cdot 10^3$  Кл/кг до 35%], теплоемкость также снижается. Теплопроводность горных пород после облучения уменьшается, а электропроводность растет. Температура плавления облученного  $\gamma$ -лучами графита снижается. Эти явления объясняются нарушениями  $\gamma$ -квантами кристаллической решетки пород и минералов.

В последнее время расширяются исследования по изучению горных пород под воздействием не только  $\gamma$ -лучей, но и потоков различных микрочастиц, особенно нейтронов.

Для получения нейтронного потока используют полониево-бериллиевые источники нейтронов. Особенно мощные потоки нейтронов с энергией  $2,2 \cdot 10^{-12}$  Дж и более создают специальными нейтронными генераторами. Нейтроны получают бомбардированием атомных ядер ускоренными частицами.

Продолжительное облучение нейтронами может привести к изменениям свойств минералов и горных пород. В некоторых кристаллах поток нейтронов  $10^{16}$  нейтр./ $(\text{м}^2 \cdot \text{с})$  выделяет около 8 Дж

тепла. Кроме того, после облучения нейтронами в кристаллах появляются структурные дефекты решетки, и в результате их плотность уменьшается. Плотность кварца, например, снижается на 15%, плотность алмаза — на 4%. Кристаллы кварца после облучения потоком нейтронов теряют кристаллическую структуру, снижают теплопроводность, меняют свои магнитные свойства — переходят из диамагнитного состояния в парамагнитное. Некоторые кристаллы под воздействием нейтронов разрушаются, а другие, например NaCl, KCl, NaBr, приобретают большую твердость, причем с увеличением времени облучения толщина слоя повышенной твердости увеличивается. Предел прочности кристаллов каменной соли при сжатии после облучения потоком нейтронов интенсивностью  $1,8 \cdot 10^{23}$  нейтр./( $\text{м}^2 \cdot \text{с}$ ) возрастает с  $2 \cdot 10^6$  до  $7 \cdot 10^6$  Па.

### 6.9. Взаимосвязи свойств пород в переменных внешних полях

Взаимосвязи между свойствами горных пород, обусловленные их изменениями во внешних полях, применимы только при изучении пород в данных переменных внешних полях. Эти взаимосвязи можно рассчитать теоретически. Так, известно, что удельная электропроводность  $\sigma_3$  горных пород в области высоких температур (выше  $300^\circ \text{C}$ ) хорошо подчиняется закономерностям физики диэлектриков и полупроводников — уравнению (6.29).

Так как коэффициент теплопроводности  $\lambda$  при этом также меняется с повышением температуры, причем это изменение в ряде случаев можно описать уравнением типа (6.23), то путем совместного решения уравнений (6.23) и (6.29) устанавливается следующая взаимосвязь между  $\lambda$  и  $\sigma_3$ :

$$\sigma_3 = \sigma_{30} e^{-\frac{Q\lambda}{2kb}}, \quad (6.47)$$

где  $b$  — некоторая постоянная.

Таким образом, указанная взаимосвязь для горных пород (рис. 6.34) не соответствует закону Видемана — Франца, что вполне объяснимо, так как механизмы теплопроводности и электропроводности пород различны. Для того чтобы в уравнении (6.47) не исчез определяющий ее фактор — температура, оно может быть представлено в виде

$$\frac{\sigma'_3}{\lambda'} = a_1 T e^{-\frac{Q}{2kT}}, \quad (6.48)$$

где  $\sigma'_3$  и  $\lambda'$  — безразмерные электропроводность и теплопроводность пород;  $a_1$  — постоянный коэффициент.

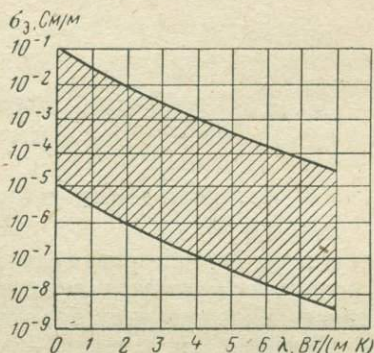
Взаимосвязь между величинами  $\lambda$  и  $\epsilon_r$  на базе изменения температуры может быть выражена формулой

$$\frac{\epsilon'_r}{\lambda'} = B(1 + a'T)T, \quad (6.49)$$

где  $\epsilon_r'$  и  $\lambda'$  — безразмерные диэлектрическая проницаемость и коэффициент теплопроводности породы;  $B$  и  $a'$  — некоторые постоянные.

Экспериментальное изучение второго закона Грюнайзена показало, что он соблюдается для многих горных пород. Это значит, что на базе рассмотрения зависимости свойств однородных тел

Рис. 6.34. Область и характер взаимосвязей между удельной электропроводностью и коэффициентом теплопроводности горных пород при изменении температуры



от температуры можно получить температурную взаимосвязь между физическими свойствами пород:

$$\frac{\alpha E}{c_V (1-2\nu)} = \Gamma, \quad (6.50)$$

где  $\alpha$ ,  $E$ ,  $c_V$  и  $\nu$  — соответственно коэффициент линейного теплового расширения, модуль Юнга, объемная теплоемкость и коэффициент Пуассона породы.

При этом постоянная Грюнайзена  $\Gamma$  для большинства пород и минералов находится в пределах  $(3-4) \cdot 10^{-1}$ .

Формула (6.50) позволяет оценить температурные изменения  $c_V$  и  $\nu$  по экспериментально полученным значениям  $\alpha$  и  $E$ , и наоборот.

То же отношение может быть связано со скоростью упругих волн в горных породах  $v$ . Так как  $c_V = c\rho$ , то

$$\frac{E}{\rho} = b \frac{c}{\alpha}$$

или (так как скорость упругих волн в стержне  $v_{ст} = \sqrt{E/\rho}$ )

$$v_{ст} = b' \sqrt{\frac{c}{\alpha}}. \quad (6.51)$$

По формуле (6.51) можно определить коэффициент линейного теплового расширения горных пород  $\alpha$  по известным значениям  $v_{ст}$  (принимая, что удельная теплоемкость  $c$  и коэффициент  $b'$  примерно постоянны) или  $c$  по известным значениям  $v_{ст}$  и  $\alpha$ .

## 7. Горнотехнологические характеристики пород

### 7.1. Горные породы как объект разработки

Объектами горных разработок являются все виды горных пород: коренные (магматические, метаморфические и осадочные), залегающие в толще земной коры по месту своего образования, и покрывающие их наносы — породы измельченные, переотложенные или перенесенные. При разработке породы подвергаются различного рода воздействиям, главным образом механическим: ударам, сдвигу, уплотнению, перемещению, в результате чего изменяется их состояние. В общем случае различают естественное или искусственное (взрывом, механическим разрушением, водопонижением, химическим укреплением и т. п.) изменение состояния горных пород.

Для выполнения горных работ в забое необходимо знать физико-технические свойства и характеристики горных пород в их естественном состоянии. Для других целей (погрузка, перемещение, складирование, дробление и др.) определяют и учитывают свойства уже искусственно измененных пород. Эти свойства зависят как от свойств пород в естественном состоянии, так и от способа и места воздействия на породы.

В различных стадиях разработки состояние разрушенной или измельченной породы тоже неодинаково, а следовательно, неодинаковыми будут и многие ее свойства, например при нахождении породы в насыпи после взрыва, в ковше экскаватора, в вагоне и т. д. Свойства пород в массиве изменяются и при цементации, электрохимическом воздействии, водопонижении.

Цели воздействия на породы различны, и они определяют объемы, в пределах которых важно знать те или иные свойства пород. Характеристики свойств пород в различных их объемах могут быть разными, например из-за блочной трещиноватости.

Таким образом, состояние и, следовательно, свойства горных пород изменяются в очень большом диапазоне, что предопределяет как различные способы разработки, так и тип используемых при этом технических средств. По технологическим соображениям в известное подразделение пород по силам связей на твердые,

связные и рыхлые (см. раздел 1.1) вводят дополнительные группы пород в зависимости от их строения. Так, твердые породы подразделяют на скальные и полускальные, связные — на плотные и мягкие, рыхлые — на сыпучие и разрушенные.

## 7.2. Скальные и полускальные породы

К скальным относят большую часть изверженных и метаморфических пород и некоторые породы осадочного происхождения. Они распространены на месторождениях рудных, по добыче строительного камня и реже на каменноугольных. Предел прочности при одноосном сжатии скальных пород в насыщенном водой состоянии ( $w \approx 3 \div 5\%$ ) составляет от  $5 \cdot 10^7$  до  $3,5 \cdot 10^8$  Па.

К полускальным относится часть изверженных и метаморфических пород (со сравнительно слабыми силами сцепления между частицами) и породы осадочного происхождения. Они имеют предел прочности при одноосном сжатии в насыщенном водой состоянии ( $w \approx 12\%$ ) от  $2 \cdot 10^7$  до  $5 \cdot 10^7$  Па. Характерная технологическая особенность полускальных пород в отличие от связных и рыхлых — необходимость их разрушения взрывом перед выемочно-погрузочными работами. К полускальным породам относятся, например, сланцы, слабые песчаники на глинистом и известковом цементе, мергели, слабо сцементированные конгломераты, слабые известняки и сланцы, разрушенный песчаник, гипс, каменная соль, крепкие каменные угли и др.

Для большинства скальных и полускальных пород характерна естественная трещиноватость в массиве, оказывающая большое влияние на технологию ведения горных работ (см. приложение 34).

По степени трещиноватости эти породы подразделяют на пять технологических категорий:

1. Практически монолитные, у которых размер отдельностей превышает 1,5 м, средний размер около 1 м, видимые трещины отсутствуют. К этой категории относятся горнblendиты, пироксениты, каменная соль и др.

2. Мало трещиноватые, у которых среднее расстояние между трещинами и размер отдельностей составляют до 1,5 м (в среднем около 0,7 м). Такие породы имеют блочное строение, видимые трещины в них заполнены мелким материалом. К ним относятся граниты, плотные известняки ряда месторождений.

3. Средней трещиноватости, у которых среднее расстояние между трещинами и средний размер отдельностей составляют около 0,5 м. Имеют блочное строение, хорошо различимые, иногда заполненные мелким материалом трещины. В эту группу входят известняки, роговики и песчаники.

4. Сильно трещиноватые, с отдельностями в среднем около 0,3—0,4 м. Часто имеют место напластования и видимые сомкнутые трещины. К данной категории относятся алевролиты, бурый уголь и др.

5. Чрезвычайно трещиноватые, имеющие средний размер отдельных в массиве около 0,2 м. Отсутствуют отдельные крупнее 1 м. К этим породам относятся некоторые гранодиорит-порфиры, бурые угли.

На одном и том же месторождении даже одинаковые по наименованию породы могут быть отнесены к разным категориям трещиноватости.

Свойства скальных пород при отрицательных температурах меняются незначительно. Силы сцепления при замерзании возрастают в большей мере у слабых и влажных полускальных пород, содержащих до 12—18% воды.

### 7.3. Плотные, мягкие и сыпучие породы

**Плотные породы** представлены твердыми глинами, мелями, бурыми и каменными углями и др. Предел прочности этих пород при одноосном сжатии  $10^7$ — $2 \cdot 10^7$  Па. Их можно разрабатывать горными машинами без предварительного разрушения при достаточных усилиях резания. В случае динамических нагрузок плотные породы разрушаются хрупко, но при длительном воздействии нагрузки они ведут себя как пластичные тела. Угол их внутреннего трения равен 16—35°, сцепление  $5 \cdot 10^5$  —  $4 \cdot 10^6$  Па.

**Мягкие породы** представлены песчаными глинами, суглинками, супесями, мягкими углями, полностью дезинтегрированными изверженными и метаморфическими породами и др. Предел прочности их при одноосном сжатии  $10^6$ — $10^7$  Па, угол внутреннего трения 14—23°, сцепление  $5 \cdot 10^4$  —  $10^6$  Па. Такие породы достаточно легко разрабатываются без предварительного рыхления всеми видами выемочных машин. При высыхании они становятся полутвердыми, а под действием воды набухают.

**Сыпучие породы** — это различные пески. Пески называют пылеватыми, если масса частиц крупнее 0,1 мм составляет менее 75% и мелкими — при большем содержании частиц. Если в песке содержится более 50% частиц крупнее 0,25 мм, его называют песком средней крупности; более 50% частиц крупнее 0,5 мм — песком крупным; более 25% гравелистых частиц — песком гравелистым. Если в породе содержится 50% частиц крупнее 2 мм, то ее называют гравийной (дресвяной), а если 50% и более частиц крупнее 10 мм, то породы называют галечниками и щебенистыми.

Все эти породы в естественном состоянии всегда содержат пленочную, капиллярную и гравитационную воду. Углы естественного откоса песков составляют 19—37°. Усилия внедрения исполнительного органа в пески наименьшие, так как силы сцепления между однородными окатанными частицами практически отсутствуют. Лишь у разнозернистых плотных песков существует сцепление между частицами, не превышающее  $3 \cdot 10^4$  —  $5 \cdot 10^4$  Па. При динамическом воздействии сопротивление сдвигу песков резко уменьшается. Некоторые виды жирных тонкодисперсных

гидрофильных глин, пылеватые пески или заторфованные осадки, разжиженный и обводненный лёсс, почвы имеют предел прочности при сжатии не более  $5 \cdot 10^4$  Па.

Такие породы часто тиксотропны (см. раздел 7.7), характеризуются высокой влажностью, сжимаемостью и размываемостью. Большая часть содержащейся в них воды связанная, поэтому водоотдача незначительна и осушение затруднено. Особенно неустойчивы пылеватые мелкодисперсные породы — это наиболее слабые горные породы, предел прочности их при сжатии не превышает  $10^5$  Па. К ним относятся пльвуны, болотистый грунт, обводненный лёсс и растительный грунт. Углы естественного откоса таких пород не превышают  $3-5^\circ$ , водоотдача незначительна.

**Мерзлые породы.** Мягкие и сыпучие породы при отрицательной температуре вследствие превращения свободной воды, а также и других ее видов в лед, прочно скрепляющий минеральные частицы, резко изменяют свои прочностные свойства. Наименьшей прочностью и наибольшими деформациями обладают глинистые породы, имеющие слоистую криогенную (с прослоями льда) текстуру, а наибольшей прочностью — крупнозернистые песчаные породы со сложной текстурой. По мере понижения температуры и увеличения влажности пород (до полного водонасыщения) их предел прочности при сжатии существенно возрастает. Прочность мерзлых мягких и сыпучих пород близка к прочности плотных и полускальных пород. Мерзлые песчаные породы при оттаивании имеют те же прочностные показатели, что и до промерзания. Глинистые мерзлые породы при оттаивании часто превращаются в разжиженную массу и теряют свою несущую способность.

В массивах часто встречаются **разнородные породы**, представляющие собой различные сочетания рассмотренных ранее пород. Они могут быть представлены уплотненными мягкими и сыпучими породами со скальными включениями в виде гравия, валунов, конгломератов, кремнистых или известняковых прожилков и линз, хаотически расположенных в массиве основной породы. Разнородные породы наиболее характерны для песчано-гравийных месторождений.

#### 7.4. Разрушенные породы

В разрушенных и рыхлых горных породах помимо твердых частиц появляются новые составляющие их фазы и изменяется строение. Такие изменения обусловлены в первую очередь образованием нового порового пространства, отличающегося от порового пространства неразрушенных пород размерами и формой. Новое поровое пространство переменно, оно зависит от характера укладки разрушенного материала, длительности нахождения в рыхлом состоянии, степени заполнения его жидкой и газообразной фазами, находящимися в сложном взаимодействии с твердой составляющей. Это обстоятельство, а также практически

полное отсутствие сил сцепления между частицами приводят к сильному изменению всех физических свойств разрушенной породы по сравнению с той же породой в монолитном состоянии.

В зависимости от степени разрушения необходимо различать следующие технологические виды разрушенных и раздробленных пород.

1. **Связно взорванные** — скальные и полускальные породы. Отдельности массива пород, находящихся в таком состоянии, не разрываются полностью, а лишь увеличивается трещиноватость массива и сохраняются в значительной мере силы сцепления между отдельностями. Увеличение объема породы в результате взрыва невелико (3—10%). Линейные размеры отдельностей зависят от естественной блочности и могут превышать 150 см; средний размер отдельностей достигает 100 см.

2. **Крупно взорванные** породы — это породы с большими воздушными промежутками между блоками и кусками, с отсутствием сил сцепления между ними, но блоки и куски этих пород зажаты во взорванной массе и существуют силы сцепления по неразрушенным природным трещинам в кусках. Увеличение объема породы в результате взрыва достигает 20—30%. Линейные размеры наиболее крупных кусков составляют 100—150 см.

3. **Мелко взорванные** породы, они характеризуются наличием большого числа воздушных промежутков между кусками. Отдельные куски чаще зажаты во взорванной массе. Увеличение объема породы в результате взрыва достигает 40—65%, линейные размеры наиболее крупных кусков составляют 60—70 см.

4. **Раздробленные** породы. К этому виду относятся все взорванные породы, дополнительно раздробленные другими способами, с кусками крупностью не более 20 см. Они обладают сыпучестью, имеют наименьшую насыпную массу, достаточно легко добываются и транспортируются всеми видами горного транспорта. Обычно до такой крупности дробят только полезные ископаемые.

5. **Мелко раздробленные** (щебеночного типа) породы с частицами размером не более 10 см, получающиеся в результате дробления и отсева по крупности добытых полезных ископаемых. Увеличение первоначального объема после дробления достигает 60—85%, породы подчиняются закономерностям сыпучих сред.

6. **Разрыхленные мягкие** породы теряют естественное сцепление и увеличиваются в объеме на 15—30%. При складировании в насыпи под действием веса вышележащей толщи они уплотняются. При уплотнении этих пород в первую очередь из пор вытесняется воздух, дальнейшее их уплотнение происходит за счет отжима воды. Разрыхленные мягкие породы характеризуются непостоянными показателями трения и сцепления.

## 7.5. Классификация горнотехнологических параметров пород

Горнотехнологические параметры — это комплексные показатели пород, установленные эмпирическим путем и характеризующие поведение пород при воздействии на них конкретным инструментом, механизмом или технологическим процессом. Данные параметры, таким образом, тесно связаны с конкретными условиями и средствами воздействия на породы. Например, при оценке процесса бурения вместо выведения соответствующих закономерностей можно провести контрольные бурения различных пород и определить скорость бурения в стандартных исходных условиях. Очевидно, полученные данные могут быть использованы в дальнейшем для оценки производительности буровой установки при бурении соответствующих пород. Измеренная стандартная скорость бурения является технологическим параметром буримости горных пород. Указанный параметр, очевидно, может быть использован только для данного способа бурения и только для тех пород, для которых он определен.

Горнотехнологические параметры пород подразделяются на несколько групп по принципу принадлежности к определенным процессам технологического воздействия.

1. Параметры, характеризующие общую разрушаемость пород механическим способом, например твердость, крепость, вязкость и дробимость.

2. Параметры, характеризующие разрушаемость пород определенными механизмами: буримость, сопротивление резанию, зарубаемость, взрываемость, удельные усилия внедрения и т. д.

3. Параметры, оценивающие воздействие породы на инструмент, например абразивность.

4. Параметры, оценивающие качество полезных ископаемых, например коксуемость — для углей, морозостойкость и термостойкость — для строительного камня.

5. Параметры, устанавливающие производительность или эффективность иных процессов воздействия на горные породы (кроме разрушения), например обогатимость, флотуруемость, экскавируемость, устойчивость в отвалах и т. д.

6. Параметры, определяющие особое поведение пород при разработке месторождений полезных ископаемых, — выбросоопасность, метаноносность, самовозгораемость и др.

7. Параметры, оценивающие эффективность воздействия на горные породы различными немеханическими методами с целью их разрушения, упрочнения, плавления и т. д., например термобуримость, критерий эффективности нагрева токами высокой частоты, электротермомеханическая разрушаемость и др.

Последняя группа несколько отличается от предыдущих тем, что, как правило, данные параметры можно рассчитать по известным физическим свойствам пород. Эти параметры, скорее всего,

представляют собой определенные критерии — физически обоснованные комплексные характеристики соответствующего технологического процесса.

Некоторые технологические параметры рассматриваются ниже, остальные же приводятся при описании соответствующих технологических процессов. Пределы изменения горнотехнологических параметров приводятся в приложении 35.

### 7.6. Твердость, вязкость, дробимость и абразивность пород

Твердость горных пород характеризует их поведение в случае сложно напряженного состояния и определяет сопротивляемость пород внедрению в них острого инструмента. Твердость минералов принято оценивать по известной шкале Мооса. Так как породы состоят из многих минералов и их твердость является агрегатной, для ее определения используют методы, основанные на вдавливании особых штампов в породу.

В зависимости от того, вдавливается ли инструмент в породу при постепенно увеличивающейся нагрузке или ударе, различают статическую  $H_{ст}$  или динамическую  $H_{д}$  твердость, причем  $H_{ст} \neq H_{д}$ .

Статическая твердость пластичных пород может определяться методами, применяемыми для испытания металлов, — методом Бриннеля (вдавливание стального закаленного шарика в образец), методом Роквелла (вдавливание наконечника под действием двух последовательно прилагаемых нагрузок) и т. д.

За меру твердости в различных методах принимаются разные показатели. Так, по методу Бриннеля твердость характеризуется отношением приложенной нагрузки к диаметру полученного на образце отпечатка, а по методу Роквелла — глубиной проникновения наконечника в породу.

Для большинства горных пород применяется метод определения твердости, основанный на хрупком выколе лунки в шлифованной поверхности породы под действием приложенной к специальному штампу нагрузки. Метод этот разработан Л. А. Шрейнером (рис. 7.1).

Если во время опыта фиксируется деформация, то попутно может быть определен модуль упругости породы (см. рис. 7.1, б).

Так называемый метод контактной прочности, разработанный Л. И. Бароном в Институте горного дела им. А. А. Скочинского, является более простым вариантом метода Л. А. Шрейнера. По этому методу производится вдавливание цилиндрического штампа с плоским основанием и диаметром 2—3 мм в нешлифованную поверхность образца. Контактная прочность  $H_k$  (твердость) образца определяется по величине нагрузки в момент хрупкого разрушения (выкола лунки под штампом), отнесенной к площади штампа (см. приложение 36). Ее размерность кгс/мм<sup>2</sup>\*

\* В горнотехнологических параметрах используют принятые по соответствующей методике единицы измерения.

Твердость породы всегда выше предела прочности при одноосном сжатии, так как она наиболее соответствует прочности породы при сложном всестороннем сжатии, причем характер объемного сжатия в большей степени зависит от упругих и пластических свойств самой породы, чем от вида прикладываемой к штампу нагрузки. В общем виде можно написать

$$H_K = k\sigma_{сж} \quad (7.1)$$

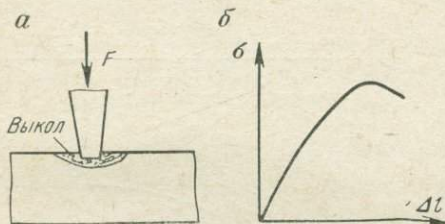


Рис. 7.1. Принципиальная схема метода определения твердости горных пород вдавливанием штампа (а) и график деформаций и напряжений при вдавливании (б)

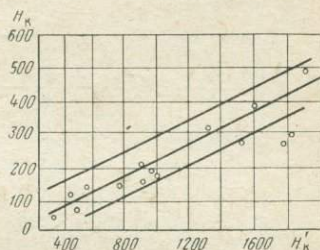


Рис. 7.2. Взаимосвязь между контактной прочностью  $H_K$  и расчетным аналогом твердости  $H'_K$

Отмечено, что с ростом пластичности породы коэффициент  $k$  уменьшается с 20 до 5, т. е. численные значения твердости приближаются к значениям  $\sigma_{сж}$ . Поэтому для вычисления из всего комплекса физических параметров пород показателя, близкого по своей сущности к  $H_K$ , можно в уравнении (7.1) принять  $k$  обратно пропорциональным коэффициенту пластичности  $k_{пл}$  — см. уравнение (2.38). Если при этом учесть, что  $H_K$  должно быть больше  $\sigma_{сж}$ , то в расчетах можно использовать величину  $H'_K$ , связанную с  $H_K$  и вычисленную по физическим параметрам пород (рис. 7.2):

$$H'_K = 20 \frac{E_{деф}}{E} \sigma_{сж} \quad (7.2)$$

Динамическая твердость может быть определена методом Шора. Его сущность заключается в том, что на поверхность испытуемой породы с определенной высоты сбрасывается боек со сферическим алмазным наконечником. За показатель твердости принимается высота отскока бойка.

Определение динамической твердости в забое производят специальными ударниками. Принцип их действия основан на измерении энергии, которая необходима для внедрения в испытуемую породу пуансона определенной длины.

Твердость пород указывает на их сопротивляемость разрушению при воздействии бурового инструмента и поэтому определяет

производительность бурильных установок, потребность в армировании головок бура твердыми сплавами и т. д.

Наиболее трудно разрушению поддаются породы, имеющие как высокий предел прочности, так и большую зону пластической деформации. Такие породы являются вязкими.

Показатель вязкости горных пород пропорционален сопротивлению породы силам, стремящимся разъединить

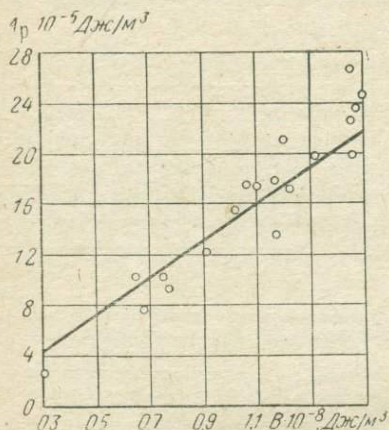
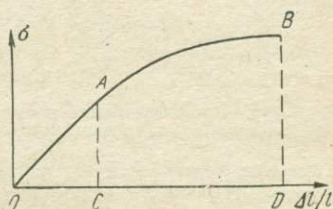


Рис. 7.3. Взаимосвязь удельной работы разрушения  $A_p$  породы с ее вязкостью  $B$

Рис. 7.4. Схема к расчету коэффициента хрупкости пород  $k_{xp}$



ее частицы. Он определяется пластическими свойствами породы, отношением пределов прочности при растяжении и сжатии, а также значением предела прочности породы при сдвиге. Общеизвестного метода определения вязкости не существует. В ряде случаев показатель вязкости оценивают отношением сопротивления, которое оказывает порода при отделении некоторой ее части от массива, к такому же сопротивлению известняка, принятого за эталон. Так как вязкость прямо пропорциональна произведению пластичности породы на ее прочность, то эту величину можно принять в качестве физического аналога вязкости  $B$  пород:

$$B = k_{пл} \sigma_{сж} = \frac{E}{E_{деф}} \sigma_{сж}. \quad (7.3)$$

Между  $B$  и удельной работой разрушения  $A_p$  существует четкая связь (рис. 7.3).

Дробимость является обобщающим параметром многих механических свойств пород, в том числе упругих, прочностных и пластических. Дробимость выражает энергоемкость процесса дробления породы приложением к ней динамической нагрузки и, как показывают исследования, лучше коррелирует с динамическими методами разрушения пород, чем  $\sigma_{сж}$ .

Современные лабораторные методы определения дробимости пород обычно основываются на оценке удельного расхода энергии на дробление определенного объема породы. Так, по одному из

методов дробимость пород определяется одиночным сбрасыванием на образец груза массой 16 кг с высоты 0,5 м. Дробимость устанавливается по объему образованных в результате удара частиц диаметром менее 7 мм.

Дробимость  $D$  пород является параметром, обратным вязкости, поэтому для его приближенной оценки можно использовать параметры, применяемые при расчете вязкости:

$$D = \frac{1}{B} = \frac{k'_{xp}}{\sigma_{сж}}. \quad (7.4)$$

При расчетах дробимости можно применять также величину, обратную удельной работе разрушения породы.

Рассмотренным горнотехнологическим параметрам близки такие параметры, как хрупкость и абразивность.

Сопротивляемость пород резанию — параметр, определяющий усилия, требуемые для резания пород в массиве и приходящиеся на единицу длины лезвия; этот параметр особенно важен применительно к углям, так как большинство угольных пластов разрабатывается угольными комбайнами, стругами и другими механизмами, одним из основных процессов при работе которых является резание.

Коэффициент хрупкости характеризует хрупкие свойства пород. Например, предложенный Л. И. Бароном в ИГД им. А. А. Скочинского коэффициент хрупкости  $k_{xp}$  представляет собой отношение работы деформации  $A_y$  в чисто упругой области к полной работе  $A_n$ , затраченной на разрушение образца (рис. 7.4):

$$k_{xp} = \frac{A_y}{A_n} = \frac{\text{Площадь } OAC}{\text{Площадь } OBD} \leq 1. \quad (7.5)$$

С ростом предела прочности при одноосном сжатии коэффициент хрупкости возрастает.

Подобно предыдущему случаю можно вывести аналог коэффициента хрупкости на основании физических параметров породы — как величину, обратную коэффициенту пластичности:

$$k'_{xp} = \frac{1}{k_{пл}} = \frac{E_{деф}}{E}. \quad (7.6)$$

Показатель абразивности характеризует способность пород изнашивать при трении инструмент. Абразивность оценивают по износу материала, контактирующего с горной породой. Исследование абразивности производится следующим образом. К испытываемому образцу породы прижимают вращающееся кольцо из материала, по отношению к которому определяется абразивность породы. Кольцо взвешивают до начала опыта и после определенного количества оборотов. Вычисляют износ  $\Delta V_c$  (в см/м) материала кольца, приходящийся на 1 м пути его движения по

породе. Коэффициент абразивности  $k_{аб}$  [в  $\text{см}^3/(\text{м} \cdot \text{кгс})$ ] определяют по формуле

$$k_{аб} = \frac{\Delta V_c}{F}, \quad (7.7)$$

где  $F$  — сила, с которой кольцо прижимается к породе

В ИГД им. А. А. Скочинского разработана упрощенная методика определения относительной абразивности горных пород. Сущность ее заключается в истирании о поверхность образца горной породы торца вращающегося стержня из незакаленной стали и последующих определений массового износа стержня.

За критерий абразивности принимают суммарную потерю массы стержня (в мг) за стандартное время опыта 10 мин. При этом истирание стержня производится при осевой нагрузке 150 Н и частоте вращения 400 об/мин.

Наиболее абразивными горными породами являются порфиры, диориты, граниты и корундсодержащие породы.

Как и в предыдущих случаях, коэффициенту абразивности  $k_{аб}$  можно подобрать соответствующий аналог  $k'_{аб}$ , основанный на комплексе механических свойств пород. Действительно, степень истирания инструмента породой зависит от формы минеральных частиц в породе (например, острые или округлые) и твердости этих частиц  $H_{м.з}$ . Так как форма частиц — это структурный показатель, физическими параметрами, обуславливающими абразивность пород, таким образом, становятся пределы прочности при сжатию минеральных частиц  $\sigma_{сж.м}$ , а также их модули деформируемости  $E_{деф.м}$  и упругости  $E_m$ , т. е.

$$k'_{аб} \approx H_{м.з} = \frac{E_{деф.м}}{E_m} \sigma_{сж.м} \quad (7.8)$$

Анализ показывает, что между  $k'_{аб}$  и  $k_{аб}$  существует прямо пропорциональная связь.

### 7.7. Горнотехнологические параметры рыхлых и связанных пород

**Параметры строения рыхлых пород.** К параметрам строения относят гранулометрический состав пород, дисперсность, удельную поверхность.

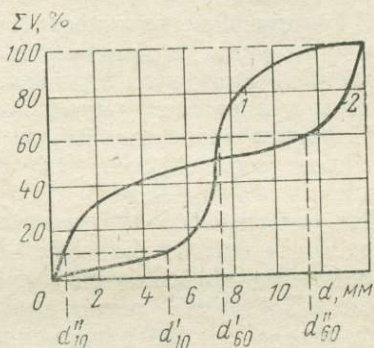
Гранулометрический состав рыхлой породы характеризует строение по процентному содержанию в ней частиц различной крупности. Гранулометрический состав породы может быть изображен кривой на графике, на котором по оси абсцисс откладывают диаметры частиц  $d$ , по оси ординат — суммарное содержание  $\sum V$  частиц с диаметром, меньшим данного (рис. 7.5).

Чтобы оценить неоднородность рыхлых пород, пользуются отношением  $d_{60}/d_{10}$ , называемым коэффициентом неоднородности.

Здесь  $d_{60}$  и  $d_{10}$  — максимальные диаметры кусков, составляющих соответственно 60 и 10% общего объема рыхлой породы.

Гранулометрический состав пород играет особую роль в процессах гидромеханизации: при определении удельного расхода воды на разработку и транспортирование, наименьшего допустимого уклона подошвы забоя и лотков, критической скорости и других параметров. Его необходимо знать также при процессах

Рис. 7.5. Вариационный график гранулометрического состава рыхлых пород:  
1 — однородных по гранулометрическому составу; 2 — неоднородных



транспортирования конвейерами, грохочения, дробления, обогащения и переработки пород.

**Дисперсность** — мера раздробленности рыхлых пород, равная величине, обратной среднему размеру частиц грунта. Часто вместо дисперсности используют понятие **удельной поверхности**, т.е. площади поверхности частиц грунта на границе раздела фаз, приходящейся на единицу объема дисперсной фазы.

С уменьшением размеров частиц происходит увеличение как дисперсности, так и удельной поверхности.

Удельная поверхность  $S_{уд}$  грубодисперсных пород может быть определена расчетом по данным гранулометрического состава:

$$S_{уд} = \frac{6}{d} (1 - P). \quad (7.9)$$

Для определения  $S_{уд}$  тонкодисперсных глинистых пород применяют специальные адсорбционные методы.

Удельная поверхность рыхлых и связных пород позволяет оценивать их прочностные, фильтрационные свойства и степень активности взаимодействия породы с внешней средой. Например, чем больше дисперсность горной породы, тем более существенно на нее влияние влаги.

Гранулометрический состав породы, ее дисперсность наряду с формой частиц и их взаимным трением обуславливают величину еще одного характерного параметра рыхлых пород — угла естественного откоса.

Угол естественного откоса  $\varphi_0$  — это угол, образованный свободной поверхностью рыхлой горной массы с горизонтальной плоскостью. Частицы породы, находящиеся на этой поверхности, испытывают состояние критического (предельного) равновесия. Угол естественного откоса связан с коэффициентом трения и зависит от шероховатости частиц породы, степени ее увлажнения, гранулометрического состава и формы, а также от плотности.

С увеличением влажности горной породы до некоторого предела (для угля, например, до 14%) угол естественного откоса возрастает. Этот угол увеличивается также с увеличением крупности и угловатости частиц породы.

По углам естественного откоса определяют максимально допустимые углы откосов уступов и бортов карьеров, насыпей, отвалов и штабелей.

**Плотностные параметры рыхлых пород.** Из-за разрыхления пород приведенные в разделах 1.3 и 1.4 показатели объемной массы и пористости оказываются применимы только для отдельных их кусков. Поэтому с целью характеристики плотностных свойств всего объема рыхлой породы пользуются показателями насыпной массы.

**Насыпная масса  $\rho_n$**  — это масса единицы объема рыхлой горной породы в ее насыпном состоянии. Насыпная масса зависит от коэффициента разрыхления породы, равного отношению объема разрыхленной породы  $V_p$  к ее объему в целике  $V_c$ :

$$k_p = \frac{V_p}{V_c} > 1. \quad (7.10)$$

Коэффициент разрыхления практически всегда больше единицы, поскольку объем разрыхленной породы больше величины  $V_c$  за счет дополнительного объема трещин и пустот. Отсюда насыпная масса может быть рассчитана по формуле

$$\rho_n = \frac{\rho}{k_p}, \quad (7.11)$$

где  $\rho$  — объемная масса породы в целике.

Коэффициент разрыхления, в свою очередь, зависит от гранулометрического состава разрыхленной породы, формы и взаимного расположения ее кусков. Он в первую очередь обусловлен характером и качеством дробления породы.

**Параметры взаимодействия воды и породы.** В дисперсных и глинистых породах вода воздействует на минеральную фазу, в связи с чем возникает ряд особых эффектов, обычно не наблюдаемых в скальных породах. К ним относятся:

**Набухание пород** — способность пород увеличивать свой объем при насыщении водой. Оно обычно характери-

зается коэффициентом набухания  $k_n$ , равным отношению объема набухшей породы  $V_n$  к ее первоначальному объему  $V_0$ , т. е.

$$k_n = \frac{V_n}{V_0} \geq 1. \quad (7.12)$$

Набухание происходит в результате проникновения воды между пакетами кристаллических решеток ряда минералов. Коэффициент набухания глин колеблется от 2 до 1,5, супесей — от 1,5 до 1,05, у песков он равен 1.

Набухание горных пород отрицательно влияет на горные выработки: в сочетании с горным давлением оно вызывает явление пучения и приводит к деформации выработок, разрушению крепи, сдвигению железнодорожных путей и т. д.

Процесс набухания — обратимый. Под влиянием испарения влаги порода способна уменьшать свой объем. Это явление называется усадкой.

**Липкость** — способность грунтов при определенном содержании влаги прилипать к поверхности инструмента и оборудования. Сущность прилипания заключается в том, что при определенной влажности толщина пленок воды, обволакивающих частицы грунта, становится такой, что они с одинаковой силой взаимодействуют как с минеральными частицами, так и с поверхностью соприкасающихся с ними предметов. Увеличение толщины пленки при дальнейшем насыщении породы водой приводит к резкому уменьшению липкости. Липкость оценивается напряжениями, требуемыми для отрыва прилипшего тела от грунта. Липкость грунтов изменяется от 0,2 до 1,5 Н/см<sup>2</sup>. Она зависит не только от свойств грунта, но и от материала инструмента и характера его поверхности.

В некоторых породах, содержащих в основном физически связанную воду, при сотрясении происходит преобразование последней в свободную. Это явление носит название тиксотропии. По окончании механического воздействия появившаяся свободная вода трансформируется в физически связанную и восстанавливает структуру грунта.

Тиксотропии подвержены влажные глинистые грунты (особенно монтмориллонитовые), содержащие более 2% частиц размером менее  $2 \cdot 10^{-3}$  мм с довольно высоким пределом текучести (см. раздел 7.3). Явление тиксотропии может быть вызвано механическим встряхиванием, вибрацией, ультразвуком, электрическим током.

## 7.8. Технологические параметры каменных углей

При разработке каменных углей большое значение имеют параметры, характеризующие особое поведение угольных пластов в процессе их выемки.

1. Относительная метаноносность — количество выделившегося из угольных пластов метана, отнесенное к единице массы добытого угля.

Метан представляет собой одну из наиболее опасных примесей рудничного воздуха и является причиной взрывов.

Угольные пласты в большинстве случаев являются естественными коллекторами метана. Система «метан — уголь» в природ-

Таблица 7.1

Распределение шахт по газоносности (%)

Бассейн	Негазо- вые шахты	Категории шахт			Сверхка- тегорные шахты
		I	II	III	
Донецкий	18,7	13,1	9,4	7,6	51,2
Кузнецкий	—	13,9	21,5	10,1	54,5
Карагандинский	—	—	8,8	11,8	79,4
Печорский	—	11,6	34,6	3,8	50

ных условиях находится в равновесном состоянии, которое нарушается при ведении горных работ, что обуславливает выделение метана в рудничную атмосферу.

Быстрое и обильное выделение газа происходит при высоком начальном его давлении, небольшой вязкости, высокой газопро-ницаемости пласта.

По метаноносности угольные пласты в промышленных целях подразделяют на четыре категории: I категория — до  $5 \text{ м}^3$  метана на 1 т добытого угля; II — от 5 до  $10 \text{ м}^3/\text{т}$ ; III — от 10 до  $15 \text{ м}^3/\text{т}$ ; сверхкатегорные — более  $15 \text{ м}^3/\text{т}$ .

Количество метана, выделяющегося в угольных шахтах, увеличивается с углублением горных работ.

Так, за последние 30 лет метановыделение из угольных пластов в СССР увеличилось в 25 раз.

На современных глубинах разработки природная метаноносность пластов составляет  $12\text{--}17 \text{ м}^3/\text{т}$ , достигая в отдельных случаях  $60\text{--}80 \text{ м}^3/\text{т}$  (табл. 7.1); давление метана на глубинах свыше  $400\text{--}600 \text{ м}$  находится в пределах  $3 \cdot 10^6\text{--}5 \cdot 10^6 \text{ Па}$ , повышаясь в ряде случаев до  $1,3 \cdot 10^7 \text{ Па}$ .

2. Самовозгораемость — параметр, характеризующий способность углей к самовозгоранию; определяется скоростью реакций окисления и критической температурой самовозгорания углей.

3. Выбросоопасность и удароопасность — параметры, определяющие склонность угольных пластов к внезапным выбросам угля и газа и горным ударам.

Склонность угля к внезапным выбросам определяется сочетанием физических свойств угля, особенностей технологии вы-

емки, геологических условий, форм и размеров обнажений, т. е. теми факторами, которые обеспечивают возможность быстрого развития трещин, разрушения и измельчения угля, насыщенного газом.

Группа параметров углей, характеризующих их как объект технологического использования, включает следующие параметры:

1) теплоту сгорания — количество тепла, выделяемое при полном сгорании 1 кг угля; характеризует угли как энергетическое топливо;

2) термохимическую стойкость — свойство углей сопротивляться химическому разложению при нагревании; термохимическая стойкость возрастает с увеличением степени углефикации углей;

3) спекаемость — свойство углей размягчаться при нагревании без доступа воздуха, переходить в пластическое состояние в интервале температур 350—450°С и образовывать твердый спекшийся кусок. Спекаемость углей определяют при коксовании их в тигле в виде навески тонкоизмельченного порошка. Полученный спекшийся образец подвергают раздавливанию. Величина требуемого для раздавливания усилия характеризует степень спекаемости угля;

4) коксуемость — свойство углей образовывать при нагревании кокс. Коксуемость определяют методом лабораторного коксования углей в специальной установке с одновременной фиксацией различных происходящих при этом эффектов — изменения объема угля, разности температур размягчения и затвердевания углей, изменения температуры по высоте загрузки и др.;

5) выход летучих веществ — количество выделяющихся газов при нагреве углей без доступа воздуха.

Эти параметры определяют качество углей для промышленного использования (энергетика, металлургия); а также служат для расчета геотехнологических способов добычи, например для подземной газификации углей (см. раздел 9.8).

За основные показатели при промышленной классификации углей и антрацитов принимают: для каменных углей — выход летучих веществ  $V^r$  и спекаемость, выраженную толщиной пластического слоя  $y$  или характеристикой нелетучего остатка; для бурых углей — содержание влаги в рабочем топливе  $w^p$ ; для антрацитов — выход летучих веществ и теплоту сгорания  $Q_6^r$ .

Антрациты подразделяют на две марки:

а) собственно антрациты (А) с объемным выходом летучих веществ  $V^r$  менее 0,22 м<sup>3</sup>/кг и теплотой сгорания  $Q_6^r$  менее  $35 \times 10^6$  Дж/кг;

б) полуантрациты (ПА) с  $V^r = 0,22 \div 0,23$  м<sup>3</sup>/кг,  $Q_6^r \geq 35 \times 10^6$  Дж/кг.

Каменные угли подразделяют на десять технологических марок:

- 1) тощие (Т) —  $V_r = 9 \div 17\%$ ; нелетучий остаток порошкообразный, слипшийся, слабоспекшийся;
- 2) слабоспекающиеся (СС) —  $V_r = 11 \div 32\%$ ; нелетучий остаток слабоспекшийся;
- 3) отощенные спекающиеся (ОС) —  $V_r = 15 \div 28\%$ ; остаток спекшийся;

Таблица 7.2

Прочностные свойства углей различных марок

Марка угля	Бассейн	Пределы прочности $\sigma \cdot 10^{-3}$ , Па					tg $\varphi$
		$\sigma_{р. образца}$	$\sigma_{р. целика}$	$\sigma_{сж}$	$\tau_{сдв \perp}$	$\tau_{сдв \parallel}$	
А	Донецкий	7,0	—	238	109	103	0,37
А		4,0	4,9	262	117	96	0,29
Г	Кизеловский	6,6	—	401	179	92	0,42
Б	Подмосковный	1,8	—	105	32	20	0,5
Б		4,0	3,8	120	—	—	0,53
К	Донецкий	0,5	—	56	—	—	0,71

- 4) коксовые вторые (К2) —  $V_r = 17 \div 21\%$ ;  $y = 6 \div 11$  мм;
- 5) коксовые (К) —  $V_r = 24 \div 33\%$ ,  $y = 12 \div 18$  мм;
- 6) коксовые жирные (КЖ) —  $V_r = 18 \div 33\%$ ;  $y = 19 \div 25$  мм;
- 7) жирные (Ж) —  $V_r = 27 - 35\%$ ;  $y = 8 \div 20$  мм;
- 8) газовые жирные (ГЖ) —  $V_r = 30 \div 37\%$ ;  $y = 6 \div 15$  мм;
- 9) газовые (Г) —  $V_r = 35 \div 43\%$ ;  $y = 6 \div 15$  мм;
- 10) длиннопламенные (Д) —  $V_r \geq 37\%$ ; нелетучий остаток порошкообразный слипшийся.

Бурые угли подразделяют на три технологические группы:

Б1 — с влажностью  $w^p > 40\%$ ; Б2 —  $w^p = 30 \div 40\%$ ; Б3 —  $w^p \leq 30\%$ .

На долю каменных углей приходится 63,1% общих запасов углей в стране, из которых антрациты и угли составляют 11,6%.

Механические (прочностные) свойства углей различных марок представлены в табл. 7.2, а горнотехнологические свойства — в приложениях 37 и 38.

Общие закономерности изменения механических свойств углей от степени их метаморфизма следующие.

Прочность растет от молодых бурых до каменных углей марки Д, далее от Д до К — ОС прочность углей снижается; от ОС — Т до антрацитов включительно прочность снова растет.

Наиболее высокий модуль упругости у антрацитов —  $(2,5 - 6,5) \cdot 10^9$  Па. Далее до углей марок Ж он понижается —  $(0,3 - 0,1)10^9$  Па; затем у углей марок Г и Д несколько возрастает —  $(1,0 - 2,0)10^9$  Па.

Пластичность углей постепенно уменьшается при переходе от бурых к антрацитам.

Угли Карагандинского бассейна относятся к маркам Ж, КЖ, К2, зольность их средняя и высокая (7—37%), содержание серы (0,5—2,5%), выход летучих 23—24%, толщина пластического слоя 8—30 мм.

Печорский бассейн имеет запасы жирных углей для коксования. Длиннопламенные и газовые угли составляют 40% общих запасов. Зольность углей 12—25%. Коксовые угли отличаются низким содержанием серы (0,56%) и фосфора (0,004—0,02%) и высокой спекаемостью.

Угли Кизеловского бассейна — газовые (слабоспекающиеся и жирные), высокозольные, с высоким содержанием серы.

Угли Подмосковного угольного бассейна бурые, высокозольные (25—30%), с высоким содержанием серы (2—6%), высокой влажности. Теплота сгорания  $11,3 \times 10^6$  Дж/кг.

Канско-Ачинский бассейн сложен бурными углями, являющимися хорошим энергетическим топливом и сырьем для газификации. Зольность углей 8—16%, влажность 30—45%. Теплота сгорания  $11,7 - 16 \cdot 10^6$  Дж/кг. Большая часть всего добытого угля (73%) используется для энергетических целей, остальная — для коксования.

## 8. Разрушение и транспортирование горных пород

### 8.1. Крепость пород и показатель трудности их разрушения

Разрушение горных пород — основной процесс горного производства. Разрушение происходит при отделении пород от массива механическими и любыми другими способами — при бурении горных пород, их взрывании, дроблении и измельчении на последующих стадиях переработки.

Разрушаемость пород может быть оценена соответствующей работой разрушения; ее величина обусловлена пределами прочности, упругими и пластическими свойствами горных пород (см. раздел 2.6). Работа разрушения породы вдоль слоистости  $A_{\parallel}$  будет всегда меньше таковой поперек слоистости  $A_{\perp}$ ; возможно увеличение работы разрушения  $A_{\perp}$  в 1,8—2 раза по сравнению с  $A_{\parallel}$  из-за различия  $\sigma_{сж\parallel}$  и  $\sigma_{сж\perp}$ .

Расходуемая на разрушение породы полная энергия  $A_{\Pi}$  может быть разделена на две части:

а) на непосредственное создание разрушающих напряжений в горной породе  $A_0$ ;

б) на непроизводительные затраты, связанные с конструктивными особенностями рабочего механизма  $A_{\kappa}$  и особенностями свойств пород  $A_{\phi}$ :

$$A_{\Pi} = A_0 + A_{\kappa} + A_{\phi}. \quad (8.1)$$

Независимо от метода разрушения при одной и той же степени дробления пород первое слагаемое  $A_0$  в уравнении (8.1) будет постоянно для конкретной горной породы. Оно может быть подсчитано по формулам (2.57)—(2.63). Например, в соответствии с уравнением (2.56), удельная работа разрушения идеально упругой породы

$$A_0 = \frac{\sigma_{сж}^2}{2E}. \quad (8.2)$$

Пластические деформации приводят к дополнительным затратам работы [см. формулу (2.63)]:

$$A_0 + A_{\phi} = \frac{\sigma_{сж}^2}{2E} \left( 2 \frac{E}{E_{деф}} - 1 \right). \quad (8.3)$$

Отношение уравнений (8.2) и (8.3) показывает потери энергии, связанные со свойствами породы.

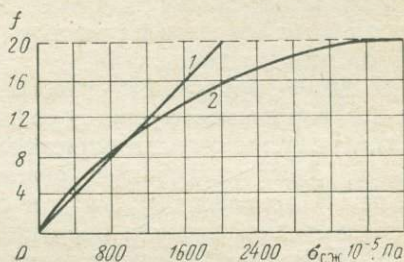
Для сравнения различных пород по разрушаемости, разработки нормативов производительности машин, производительности труда рабочих и приближенной экономической оценки раз-

рушения пород проф. М. М. Протодьяконовым (старшим) был предложен показатель относительной крепости пород — коэффициент крепости. Коэффициент крепости  $f$  в первом приближении прямо пропорционален пределу прочности  $\sigma_{сж}$  пород (рис. 8.1):

$$f \approx \frac{\sigma_{сж}}{100}. \quad (8.4)$$

Рис. 8.1. Взаимосвязь между  $\sigma_{сж}$  и коэффициентом крепости горных пород  $f$ :

$$\begin{aligned} 1 - f &= 0,01\sigma_{сж}; \quad 2 - f = \\ &= \frac{\sigma_{сж}}{300} + \sqrt{\frac{\sigma_{сж}}{30}} \end{aligned}$$



Более точно связь между  $f$  и  $\sigma_{сж}$  может быть выражена формулой

$$f = \frac{\sigma_{сж}}{300} + \sqrt{\frac{\sigma_{сж}}{30}}. \quad (8.5)$$

Проф. М. М. Протодьяконовым была разработана классификация горных пород по величине  $f$ , согласно которой все горные породы разделены на 10 категорий (см. приложение 39).

К первой категории относятся породы, имеющие наивысшую степень крепости, к десятой — наиболее слабые плавучие породы. Максимальный коэффициент крепости равен 20.

Коэффициент крепости либо рассчитывают по приведенным формулам (8.4), (8.5), либо определяют специально, например методом толчения, предложенным М. М. Протодьяконовым (младшим). Сущность метода толчения заключается в следующем. Берут пять кусков породы массой приблизительно по 20—50 г. Каждый кусок дробят в стакане гирей весом 24 Н, сбрасываемой с высоты 0,6 м. После 3—5-кратного сбрасывания гири получающуюся мелочь просеивают через сито с отверстиями 0,5 мм. Фракцию размером менее 0,5 мм собирают с пяти образцов и насыпают в стакан объеммера диаметром 23 мм. Определяют высоту столбика пыли  $l$  в объеммере. Коэффициент крепости, который часто называют динамическим  $f_d$ , вычисляют по формуле

$$f_d = \frac{20n}{l}, \quad (8.6)$$

где  $n$  — общее число сбрасываний гири.

При использовании коэффициентов крепости предполагается, что разрушение пород происходит в основном путем преодоления

их предела прочности силами сжатия. Такой подход был правомерен при бурении шпуров малого диаметра, использовании машин и механизмов ударного действия и при относительно небольших объемах разрушаемых пород.

В настоящее время виды и мощность механизмов позволяют достаточно широко использовать для разрушения породы более экономичные скальвающие и растягивающие усилия. В связи с этим возникла необходимость введения новых принципов для относительной оценки трудности разрушения горных пород.

К таким принципам отнесены следующие\*:

1. Разрушение куска породы происходит практически в результате приложения к определенным его частям внешних сжимающих, растягивающих и скальвающих сил, соответствующих пределам прочности  $\sigma_{сж}$ ,  $\tau_{сдв}$  и  $\sigma_p$ . Совместно они создают новые свободные поверхности разрушения  $\Delta S$  у частей породы.

2. Действие сил разрушения может быть оценено некоторым средним показателем предела прочности при разрушении  $\sigma_{раз}$ , представляющим собой частное от деления воздействующих внешних сил  $F_i$  на поверхность разрушения  $\Delta S$ :

$$\sigma_{раз} = \frac{\sum F_i}{\Delta S}. \quad (8.7)$$

3. В различных процессах горного производства доля участия сжимающих, скальвающих и растягивающих усилий при разрушении породы различна и может быть охарактеризована соответствующими коэффициентами  $k_1 - k_3$ . При этом

$$\sigma_{раз} \approx k_1 \sigma_{сж} + k_2 \tau_{сдв} + k_3 \sigma_p. \quad (8.8)$$

Для общей относительной оценки трудности разрушения пород можно принять условие одинакового участия в разрушении усилий сжатия, сдвига и растяжения.

Тогда

$$\sigma_{раз} = \frac{1}{3} (\sigma_{сж} + \sigma_p + \tau_{сдв}). \quad (8.9)$$

Для классификации пород удобнее пользоваться относительным показателем, определяемым путем деления величины  $\sigma_{раз}$  на  $6,7 \cdot 10^6$  Па.

4. Трещиноватость третьего порядка (см. раздел 1.5) подлежит обязательному учету либо путем установления истинной поверхности разрушения ( $\Delta S$  без учета поверхности трещин в массиве), либо через акустический показатель трещиноватости

\* В. В. Ржевский. Физико-технические параметры горных пород. М., «Наука», 1975. 211 с. с ил.

массива  $A_i$  (см. раздел 2.10). В результате прочность массива  $\sigma_{\text{раз. м}}$  может быть представлена в следующем виде:

$$\sigma_{\text{раз. м}} = \frac{\Delta S}{\Delta S + S_0} \sigma_{\text{раз}} \quad (8.10)$$

или

$$\sigma_{\text{раз. м}} = A_i \sigma_{\text{раз}},$$

где  $S_0$  — общая площадь поверхностей ранее имевшихся трещин и полостей.

5. При бурении, взрывании, выемке, дроблении, сдвигении пород и других процессах преодолевается сила тяжести разрушенных частиц породы. В связи с этим должен быть учтен объемный вес  $\gamma$  пород.

Предел прочности разрушаемого массива пород можно оценить по формуле

$$\sigma_{\text{раз. м}} = A_i \sigma_{\text{раз}} + k_b l \gamma. \quad (8.11)$$

В этой формуле второе слагаемое характеризует усилия, требуемые на преодоление сил тяжести, степень влияния которых на  $\sigma_{\text{раз. м}}$  учитывается величиной  $k_b$ ;  $l$  — расстояние перемещения частиц породы, м.

Степень влияния объемного веса на разрушаемость породы подлежит изучению для каждого процесса, но для относительной характеристики пород можно принять  $k_b l \approx 5 \cdot 10^{-5}$  м.

В конечном счете относительную трудность разрушения различных пород в массиве можно рассчитать по выражению\*

$$P_{\text{тр}} = 5 \cdot 10^{-8} (\sigma_{\text{сж}} + \sigma_p + \tau_{\text{сдв}}) A_i + 5 \cdot 10^{-5} \gamma. \quad (8.12)$$

Все породы по относительной трудности разрушения разделены на пять классов и на 25 категорий (см. приложение 40):

I класс — мягкие, плотные и полускальные связные породы ( $P_{\text{тр}} = 1 \div 5$ ); категории пород: 1—5;

II класс — легкоразрушаемые скальные породы ( $P_{\text{тр}} = 5,1 \div 10$ ); категории пород: 6—10;

III класс — скальные породы средней трудности разрушения ( $P_{\text{тр}} = 10,1 \div 15$ ); категории пород: 11—15;

IV класс — трудноразрушаемые скальные породы ( $P_{\text{тр}} = 15,1 \div 20$ ); категории пород: 16—20;

V класс — весьма трудноразрушаемые скальные породы ( $P_{\text{тр}} = 20,1 \div 25$ ); категории пород: 21—25.

Таким образом, по трудности разрушения все породы делятся на 25 категорий; показатель категории совпадает с величиной  $P_{\text{тр}}$ . Редко встречающиеся породы с  $P_{\text{тр}} > 25$  относятся к внекатегорным.

\* Здесь и далее во всех формулах расчета технологических процессов, если размерность тех или иных величин специально не оговаривается, используется размерность в системе СИ.

Достаточная строгость вывода показателя  $P_{тр}$  и широкий диапазон категорий позволяют достичь высокой точности при использовании классификации пород в расчетах. Ошибка на одну категорию приводит к ошибке в определении технических и экономических показателей не более 3—5%, что не выходит за пределы точности инженерных расчетов в горном производстве.

По величине  $P_{тр}$  можно определить и правильно выбрать способ механизации горных работ, а также виды оборудования для каждого производственного процесса. Показатель  $P_{тр}$  не пригоден для расчетов производительности отдельных механизмов и машин. Для этого используются показатели трудности бурения, взрывания, экскавации и транспортирования пород, имеющие единую с показателем  $P_{тр}$  методологическую основу.

## 8.2. Механическое отделение пород от массива и их экскавируемость

Связные и рыхлые породы, а также твердые (предварительно ослабленные) отделяют от массива режущими кромками и зубьями выемочных агрегатов: скреперов, бульдозеров, экскаваторов, врубовых машин, очистных и проходческих комбайнов и струговых установок.

Режущая кромка или зуб агрегата под действием либо статических, либо динамических усилий внедряется в массив и откалывает относительно небольшие куски (или снимает стружку) от массива. Этому процессу соответствуют особые горнотехнологические параметры, характеризующие породу, — удельные усилия резания, зарубания, откола, внедрения и т. д. Основные разрушающие напряжения при этом — сжимающие и сдвигающие. Поэтому в процессе резания основную роль играют прочностные и упругие параметры пород.

Режущие органы скрепера, бульдозера, экскаватора, имеющие емкость, которая в процессе работ заполняется породой, выполняют работу, слагающуюся из следующих составных частей:

1) работы на преодоление сопротивления породы резанию

$$A_1 = alm;$$

2) работы на преодоление силы тяжести породы

$$A_2 = klm\gamma H;$$

3) работы на преодоление силы трения породы о режущую кромку и стенки ковша и между собой

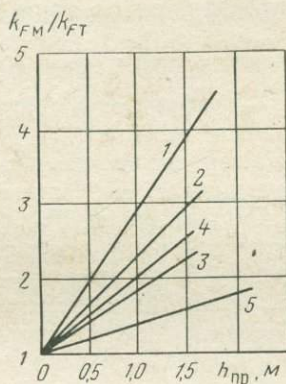
$$A_3 = f_{тр}A_2,$$

где  $l$  и  $m$  — соответственно ширина и толщина срезаемой стружки, м;  $H$  — высота заполнения ковша, м;  $a$  — удельные усилия резания, Н/м;  $k$  — коэффициент, учитывающий высоту подъема породы, м;  $f_{тр}$  — коэффициент трения породы.

При работе выемочных агрегатов (например, экскаваторов) выемка (копание) породы производится последовательным отделением стружек в слое. Процесс выемки включает резание (скол) стружки и перемещение срезанной породы по поверхности исполнительного органа (ковша, ножа и др.). Расчетная площадь поперечного сечения стружки  $S = db$ , где  $d$  — толщина стружки (глубина внедрения исполнительного органа);  $b$  — ширина стружки понизу.

Рис. 8.2. Изменение удельного сопротивления пород копанию при промерзании массива:

1 — глина; 2 — аргиллит при  $w = 15\%$ ; 3 — аргиллит при  $w = 8\%$ ; 4 — уголь; 5 — песчаник;  $K_{FM}$ ,  $K_{FT}$  — удельные сопротивления копанию в мерзлом и талом состояниях массива



Форма поперечного сечения стружек (тел выкола) и их фактические размеры зависят от схемы выемки, типа и структуры пород.

Процесс выемки принято характеризовать величиной удельного сопротивления копанию  $K_F$ :

$$K_F \approx \frac{F_k}{S}, \quad (8.13)$$

где  $F_k$  — касательная сила сопротивления породы копанию, Н;  $S$  — площадь поверхности отрыва стружки,  $m^2$ .

Удельное сопротивление копанию зависит в первую очередь от показателей прочностных параметров и плотности породы. При выемке механической лопатой рыхлых сухих песков  $K_F = (0,16 \div 0,25) 10^5$  Па, для тяжелых влажных глин  $K_F = (2 \div 3) 10^5$  Па, для полускальных пород в пределах одного структурного блока  $K_F$  достигает  $10^6$  Па.

Величина  $K_F$  зависит не только от прочности породы в куске, но и от трещиноватости массива, характеризуемой коэффициентом его структурного ослабления  $k_{с.о.}$

Удельное сопротивление копанию мерзлых мягких и плотных, а также промерзших полускальных пород значительной влажности ( $w \approx 14 \div 17\%$ ) в несколько раз выше, чем в талом состоянии, и зависит от глубины промерзания  $h_{пр}$  массива (рис. 8.2). Увеличение  $K_F$  при малой влажности мерзлых пород ( $w = 2 \div 6\%$ ) незначительно.

На величину  $K_F$  влияют тип применяемой выемочной машины и геометрия исполнительного органа. Например, при выемке суглинков и легких глин мехлопатовой величиной  $K_F$  находится в пределах  $(0,6-1,3)10^5$  Па, роторным экскаватором —  $(1,5-2,9)10^5$  Па и скрепером —  $(0,95-1,8)10^5$  Па.

Для сопоставления пород по экскавируемости рекомендуется относительный показатель трудности экскавации породы  $P_3$ . Показатель  $P_3$  мягких, плотных и полускальных пород определяется по эмпирической формуле

$$P_3 = [3k_{с.о} (0,2\sigma_{сж} + \tau_{сдв} + \sigma_p) + 30\gamma] 10^{-6}, \quad (8.14)$$

где  $k_{с.о}$  — коэффициент структурного ослабления пород массива в направлении копания.

Горные породы, экскавация которых возможна существующими и перспективными выемочными машинами без предварительного рыхления, по величине  $P_3$  подразделяются на 10 классов.

К первому классу относят породы, у которых  $P_3$  находится в пределах 0—3, ко второму —  $P_3 = 3 \div 6$  и т. д. Породы, у которых  $P_3$  более 30, относятся к внекатегорным.

Наибольший объем вскрышных работ на карьерах приходится на выемку взорванных пород. Копаение последних осуществляется обычно в нижней части забоя. Касательные усилия и, следовательно, требуемые усилия экскаватора зависят в первую очередь от степени связности и кусковатости взорванной породы, а также от объемного веса  $\gamma$  породы. С уменьшением коэффициента разрыхления разрушенной породы  $k_p$  от 1,4—1,5 до 1,05  $K_F$  увеличивается с  $(0,5-1)10^5$  до  $(7-9)10^5$  Па. С увеличением  $\gamma$  и среднего размера куска  $d_{ср}$  разрушенной породы в развале (при  $k_p = \text{const}$ ) пропорционально растет и  $K_F$ .

Относительный показатель трудности экскавации разрушенных пород  $P'_3$  определяется по эмпирической формуле

$$P'_3 = 2,2 \cdot A \left( 1 + \frac{10}{k_p^2} \right), \quad (8.15)$$

где  $A = 10^{-6} (\gamma d_{ср} + 10^{-2} \tau_{сдв})$ .

По величине  $P'_3$  разрушенные породы, так же как и породы в массиве, разделяются на 10 классов.

Для агрегатов, режущими органами которых являются зубья и резцы (врубные машины, комбайны и т. д.), суммарное сопротивление резанию  $W$ , действующее на зуб, определяют с учетом удельных усилий резания  $a$  и коэффициента трения  $f_{тр}$  породы:

$$W = HK_{фр} a (1 + K_3 f_{тр}), \quad (8.16)$$

где  $H$  — глубина реза, м;  $K_{фр}$  — коэффициент формы поверхности угольного забоя, м;  $K_3$  — коэффициент зацепления зуба. Па-

раметры  $H$ ,  $K_{\text{фр}}$  и  $K_3$  характеризуют конструктивные и технологические особенности машины.

Удельные усилия резания  $a$  для мягких углей составляют в среднем  $1,5 \cdot 10^5$  Н/м, для крепких углей —  $4,5 \cdot 10^5$  Н/м.

Выше нами была рассмотрена область использования физических свойств горных пород для оценки эффективности применения существующих методов выемки пород. Однако физические свойства пород находят применение и в области совершенствования методов их отделения от массива. Так, поскольку прочность пород при растяжении значительно меньше, чем при сжатии, целесообразно создавать механизмы, разрушающие породы за счет растягивающих напряжений. Проведены, например, исследования по отрыву угля и пород от массива специальным рабочим органом — отрывником, введенным в заранее прорезанную в забое щель. Оптимальная глубина отрываемого слоя составляет 13—18 см. При таком способе разрушения углей достигаются большая кусковатость и малое пылеобразование при весьма низких энергозатратах.

Существуют пути совершенствования методов выемки пород путем наложения на исполнительные органы динамических усилий, упругих колебаний и т. д.

Согласно формуле Эйлера, напряжения  $\sigma$ , возникающие в соударяющихся телах,

$$\sigma = E \frac{v_{\text{уд}}}{v_p}, \quad (8.17)$$

где  $v_{\text{уд}}$  — скорость тела в момент удара;  $v_p$  — скорость продольных упругих волн в теле.

Уравнение (8.17) указывает на целесообразность приложения к режущим органам динамических усилий. Подобная закономерность использована в угольных комбайнах динамического действия, способных осуществлять откол крепких каменных углей и антрацитов.

Упругие колебания инфразвуковой и звуковой частот используют в конструкциях породопогрузочных машин, имеющих вибрирующие лезвия. В результате рабочие усилия внедрения ковшей в рыхлую массу снижаются в 3—4 раза, а производительность машин увеличивается на 20% и более. Применение вибрации в гребковом рабочем механизме увеличивает его производительность до 60%.

Колебания звуковой частоты используют в некоторых механизмах при разработке глинистых грунтов. Вибраторы передают на режущий инструмент и далее на грунт колебания частотой 20—40 Гц, в результате чего глинистые грунты разжижаются (явление тиксотропии) и снижают сопротивляемость внедрению инструмента.

### 8.3. Механическое бурение пород и их буримость

Как известно, породы, обладающие большой прочностью, не могут быть отделены от массива непосредственно выемочными агрегатами. В таких случаях используют предварительное рыхление массива буровзрывным способом.

В зависимости от характера приложенных в процессе бурения усилий к горной породе и движения рабочего органа (долота) бурового станка различают ударный, вращательный, ударно-вращательный и шарошечный способы бурения. При ударном способе порода разрушается за счет хрупкого выкола от динамических сжимающих напряжений, направленных перпендикулярно к плоскости забоя. При вращательном способе разрушение породы наступает в результате статического усилия резания и скола, направленного под острым углом к поверхности забоя скважины. В этом случае снимается стружка. При шарошечном бурении по забою под давлением перекачиваются специальные шарошки, которые осуществляют хрупкое разрушение и скол частиц породы.

Эффективность бурения взрывных скважин оценивается скоростью бурения, которая зависит от следующих факторов:

способности пород разрушаться под действием бурового инструмента (основной фактор);

вида и формы бурового инструмента и способа бурения;

усилий и скорости воздействия бурового инструмента на забой скважины;

диаметра скважины и в ряде случаев ее глубины;

способа, скорости и тщательности удаления из забоя скважины буровой мелочи, препятствующей разрушению породы.

Все перечисленные факторы определяют технологические параметры буровых станков; основной фактор — способность пород разрушаться — оценивается буримостью пород.

Буримость — степень сопротивляемости породы разрушению буровым инструментом. Она включает в себя в скрытом виде такие механические характеристики пород, как упругие свойства, прочность, пластичность, а также технологические показатели — твердость, вязкость и абразивность.

Буримость принято оценивать по длине шпура или скважины, пробуренной в исследуемой породе за 1 мин чистого времени бурения в стандартных условиях, или, наоборот, по количеству чистого времени бурения 1 м шпура или скважины при тех же условиях. Кроме свойств пород буримость зависит также от конструктивных особенностей бурового оборудования и режима его работы. Поэтому при определении буримости (см. приложение 44) требуется строгое соблюдение стандартных условий — применение определенного инструмента, армированного стандартными сплавами; сохранение определенного диаметра шпура и режима

работы инструмента (давление в воздушной магистрали и т. д.).

Очевидно, что использовать таким образом измеренную величину буримости можно лишь применительно к определенному буровому инструменту и к определенному классу и типу пород.

С целью расширения области применения показателя буримости пользуются вместо экспериментально определенной скорости бурения расчетным показателем трудности бурения  $P_6$ . Величина  $P_6$ , аналогичная показателю трудности разрушения породы  $P_{тр}$  (см. раздел 8.1), устанавливается из следующих предпосылок.

1. Решающее значение при разрушении породы путем бурения имеют развиваемые инструментом усилия сжатия и скола; растягивающие усилия практического значения в данном процессе не имеют. В случае ударного способа бурения преобладает разрушение от усилий сжатия, в случае вращательного — скола. При относительной оценке пород по трудности бурения степень участия в разрушении сжимающих и скалывающих усилий  $\sigma_{р.б}$  можно принимать равной, т. е.

$$\sigma_{р.б} = \frac{1}{2} (\sigma_{сж} + \tau_{сдв}). \quad (8.18)$$

2. Трещиноватость пород первого и второго порядков можно не учитывать, если экспериментально установлены пределы прочности породы в образце при сжатии  $\sigma_{сж}$  и сдвиге  $\tau_{сдв}$ , которые уже учитывают эту трещиноватость. Трещиноватость третьего порядка также слабо влияет на буримость.

3. Так как разрушение возможно только при постоянном перемещении буровой мелочи в забое скважины, при оценке буримости необходимо учитывать объемный вес породы  $\gamma$ .

При указанных предпосылках величина  $P_6$  может быть определена из эмпирического выражения

$$P_6 = 7 \cdot 10^{-8} (\sigma_{сж} + \tau_{сдв} + 10^3 \gamma). \quad (8.19)$$

Все горные породы по величине  $P_6$  подразделяются на 25 категорий ( $P_6$  от 1 до 25) с выделением пяти классов (см. приложение 41):

I класс — легкобуримые ( $P_6 = 1 \div 5$ );

II класс — средней трудности бурения ( $P_6 = 6 \div 10$ );

III класс — труднобуримые ( $P_6 = 11 \div 15$ );

IV класс — весьма труднобуримые ( $P_6 = 16 \div 20$ );

V класс — исключительно труднобуримые ( $P_6 = 21 \div 25$ ).

Породы с показателем  $P_6 > 25$  относятся к внекатегорным. Введение показателя  $P_6$  упорядочивает и облегчает технологические расчеты буровых установок: их производительность, режим и техническую скорость бурения в конкретных горно-геологических условиях.

В ряде расчетов и в первую очередь в расчетах скорости бурения скважин используют физические свойства горных пород.

Так, скорость бурения скважин ударным способом, согласно теории Долежалика — Успенского, определяется по формуле

$$v_y = \frac{P_y^2 n}{\pi d^3 \eta \sigma_{сж} \tau_{сдв} \left( \operatorname{tg} \frac{\alpha}{2} + f_{тр} \right)}, \quad (8.20)$$

где  $P_y$  — действующая на породу сила удара;  $n$  — число ударов в единицу времени;  $d$  — диаметр инструмента;  $\eta$  — коэффициент влияния затупления лезвия;  $\sigma_{сж}$ ,  $\tau_{сдв}$  — пределы прочности породы соответственно при сжатии и сдвиге;  $\alpha$  — угол заточки коронки;  $f_{тр}$  — коэффициент трения бурового инструмента о породу.

Скорость бурения вращательным способом

$$v_v = \frac{\cos \alpha \cos^2 \varphi P_{ос} m n}{\sin(\alpha + 2\varphi) \sigma_{вд} L}, \quad (8.21)$$

где  $\alpha$  — угол заточки лезвия;  $\varphi$  — угол внутреннего трения породы;  $P_{ос}$  — осевое давление;  $m$  — число резцов;  $n$  — частота вращения бура;  $L$  — длина лезвия;  $\sigma_{вд}$  — предел прочности породы при вдавливании.

Скорость шарошечного способа бурения

$$v_{ш} = \frac{0,425 b P_{ос} n}{k_1 k_2^2 R_1^2 \sigma_{сж}} \sqrt[3]{\frac{E}{\sigma_{сж}}}, \quad (8.22)$$

где  $b$  — ширина основания зубца;  $n$  — частота вращения;  $k_1$  и  $k_2$  — коэффициенты пропорциональности;  $R_1$  — радиус долота;  $E$  — модуль Юнга.

Если в формулах (8.20)—(8.22) все параметры, относящиеся к конструкции инструмента, объединить под одним коэффициентом — соответственно  $k_1$ ,  $k_2$  и  $k_3$  для каждого способа, то можно выделить комплексы физических параметров пород, которым пропорциональны скорости  $v_y$ ,  $v_v$  и  $v_{ш}$ .

Так, для ударного способа бурения

$$v_y = k_1 \frac{1}{\sigma_{сж} \tau_{сдв} \left( \operatorname{tg} \frac{\alpha}{2} + f_{тр} \right)}; \quad (8.23)$$

для вращательного способа бурения

$$v_v = k_2 \frac{\cos^2 \varphi}{\sigma_{вд} \sin(\alpha + 2\varphi)}; \quad (8.24)$$

для шарошечного способа бурения

$$v_{ш} = k_3 \sqrt[3]{\frac{E}{\sigma_{сж}^4}}. \quad (8.25)$$

На основании формул (8.23)—(8.25) можно построить графики зависимости относительной скорости бурения  $v_y/k_1$ ,  $v_v/k_2$ ,  $v_{ш}/k_3$  от свойств пород и выявить наиболее благоприятные области применения каждого способа бурения по физическим свойствам пород. При этом оказывается, что, например, в скальных породах наиболее эффективно шарошечное бурение.

Так как в процессе бурения разрушение породы происходит с высокой степенью измельчения, а толщина единично скалываемого слоя сравнима с характеристиками строения пород (размер зерен и прослоек), в расчетах бурения перпендикулярно к слоям следует использовать пределы прочности минералов, слагающих горную породу. Учитывая, что процесс бурения должен происходить даже при встрече бурового инструмента с наиболее неблагоприятным по свойствам прослойкам, конструктивные расчеты необходимо производить по прочности данного прослойка (или минерала, слагающего прослоек).

В то же время модуль продольной упругости  $E$  при бурении слоистого массива поперек слоям нужно брать в целом для горной породы, так как воздействие нагрузки на глубину забоя скважины захватывает по крайней мере несколько прослоек.

При бурении слоистого массива вдоль слоев следует пользоваться характеристиками  $\sigma_{сж}$  и  $E$ , определенными для породы в целом вдоль слоистости, так как в этом случае единичное воздействие всегда распространяется на несколько слоев, расположенных перпендикулярно к плоскости забоя скважины.

Довольно часто для оценки скорости бурения скважин вместо теоретических расчетных формул применяют установленные методами математической статистики корреляционные зависимости. Они не вскрывают физической природы происходящих явлений и не претендуют на обобщение, но могут успешно использоваться при планировании работ на конкретных предприятиях.

Например, скорость бурения шпура бурильным молотком (в м/мин) может быть подсчитана по эмпирической формуле

$$v_6 = \frac{2,9 \cdot 10^2 N}{d^2 (f_d + 8,6)}, \quad (8.26)$$

где  $N$  — мощность привода бурильного молотка, кВт;  $d$  — диаметр буровой коронки, мм;  $f_d$  — коэффициент крепости, определенный методом толчения.

Между чистой скоростью бурения перфоратором  $v_{п}$  (в м/мин) с однодолотчатой коронкой и показателем дробимости пород  $V_{\max}$ , по Л. И. Барону, установлена следующая зависимость:

$$v_{п} = \frac{9,8 A n}{d_{ш}^2} V_{\max}^{0,85}, \quad (8.27)$$

где  $A$  — энергия единичного удара перфоратора, кгс·м;  $n$  — частота ударов, 1/мин;  $d_{ш}$  — диаметр шпура, мм.

Скорость бурения перфоратором по мрамору (в мм/мин) связана с пределом прочности при сжатии последнего (в Па) следующей корреляционной зависимостью:

$$v_{п} = 175,2 + \frac{6,22 \cdot 10^9}{\sigma_{сж}}. \quad (8.28)$$

Кроме расчетов скорости бурения, необходимых для организации горных работ, производят также многочисленные расчеты оптимальных конструктивных параметров буровых установок.

Так, по Л. А. Шрейнеру, осевую нагрузку на шарошечное долото  $P_{ос}$  необходимо рассчитывать по формуле

$$P_{ос} = k_{ф} p_{ш} \sum S_{к}, \quad (8.29)$$

где  $k_{ф}$  — коэффициент, учитывающий влияние факторов, действующих в реальных условиях бурения;  $p_{ш}$  — твердость пород по Шрейнеру, кгс/мм<sup>2</sup>;  $\sum S_{к}$  — суммарная площадь опорных площадок зубьев применяемого долота, одновременно контактирующих с породой.

Шаг в шарошечных долотах  $l$ , обеспечивающий наиболее эффективное разрушение породы, по В. В. Царицину, определяется по формуле

$$l = 4,54 m_0 \frac{P_{ос}}{d \sigma_{сж}} \frac{\operatorname{tg} \frac{\alpha}{2}}{0,69 \frac{\alpha}{\operatorname{ctg} \frac{\alpha}{2}} + \operatorname{tg} \frac{\alpha}{2} + f_{тр}}, \quad (8.30)$$

где  $m_0$  — число шарошек;  $d$  — диаметр долота;  $\alpha$  — угол разрушения горной породы;  $f_{тр}$  — коэффициент трения.

По О. Д. Алимову, оптимальная частота вращения  $n_{опт}$  (в об/мин) при бурении шпуров вращательным способом

$$n_{опт} = \frac{2200}{f}, \quad (8.31)$$

где  $f$  — коэффициент крепости пород по шкале М. М. Протодяконова. Оптимальная длина лезвия  $B_{опт}$  (в мм) при ударном способе

$$B_{опт} = \frac{18}{H_{к}^{0,4}} A^{0,5}, \quad (8.32)$$

где  $H_{к}$  — контактная прочность (твердость), по Л. И. Барону, кгс/мм<sup>2</sup>;  $A$  — энергия удара, кгс·м.

Физические свойства и явления в породах используются не только для расчета параметров существующих станков, но и для совершенствования способов механического бурения. Интерес представляют методы гидравлического воздействия, методы приложения к породам упругих колебаний, ударных нагрузок и др.

**Гидравлическое воздействие.** Явления размокания, адсорбции, частичного растворения используются для ослабления пород при механическом бурении скважин. С этой целью в скважину добавляют различные смачивающие растворы — поверхностно-активные вещества (ПАВ), обладающие большой адсорбционной способностью. Скорость разрушения пород под действием таких растворов увеличивается на 15—50% по сравнению со скоростью бурения в обычных условиях.

В песчаниках, сланцах и известняках в качестве ПАВ можно использовать слабые растворы NaCl, HCl, MgCl и NaCO<sub>3</sub>, в кварцитах и кварцевых песчаниках — нафтовое масло.

Иногда целесообразно использовать динамическое воздействие воды. Институтом гидродинамики СО АН СССР разра-

ботана серия импульсных гидромониторов (гидропушек), создающих компактные прерывные водяные струи с давлением у сопла, превышающим  $10^8 - 2,5 \cdot 10^8$  Па. Такими гидропушками можно разрушать самые прочные горные породы. На их основе сконструированы различные гидравлические и механо-гидравлические буровые установки.

**Упругие колебания.** Наложение ультразвуковых полей на резец приводит к появлению кавитации в буровой жидкости. Явление это используется в металлообрабатывающей промышленности при сверлении отверстий, ультразвуковой очистке деталей от загрязнения.

На явлении кавитации основана работа экспериментальных ультразвуковых буровых установок.

При наложении упругих колебаний на резец скорость резания пород увеличивается не только в результате кавитации, но и из-за дополнительных динамических усилий и снижения сил сопротивления движению резца. В итоге скорость бурения увеличивается в 2—6 раз, происходит виброинтенсификация бурения.

**Ударные волны.** Динамическое воздействие позволяет сосредоточить в единичном ударе большие мощности. Так как наиболее динамический процесс — это взрыв, вполне понятно, что внимание исследователей привлекла перспектива использовать взрыв для бурения крепких горных пород. В результате созданы установки взрывного бурения.

Процесс бурения при применении таких установок происходит следующим образом. В специальной камере вблизи забоя скважины формируются микрочастицы из жидких или твердых взрывчатых смесей и затем эти микрочастицы направляются в забой скважины, при соударении с которым они взрываются. Такие микровзрывы дробят крепчайшие породы и способны весьма быстро образовать скважину требуемого диаметра и глубины.

#### 8.4. Бурение пород термическим методом

При термическом бурении на породу воздействует высокотемпературная сверхзвуковая газовая струя, которая интенсивно разогревает тонкий поверхностный слой породы и вызывает в нем термические напряжения, приводящие к отколу от поверхности мелких чешуек (рис. 8.3).

Следовательно, термическое бурение пород происходит путем «шелушения», хрупкого отделения от нагреваемой поверхности небольших пластинок породы.

Температуру разрушения пород  $T_p$  рассчитывают исходя из условий создания в породе термических напряжений, равных предельным:

$$T_p = \frac{\sigma_p}{\alpha E} (1 - 2\nu). \quad (8.33)$$

В соответствии с уравнением (8.33) разрушающие напряжения в породе  $\sigma_p$  могут быть созданы уже при относительно невысоких температурах — 300—600° С. Например, у кварца, микрокварцита, железистых кварцитов  $T_p = 400 \div 450^\circ \text{С}$ , у гранито-гнейса  $T_p = 500 \div 600^\circ \text{С}$ . Но для того чтобы процесс бурения шел быстро, необходимы высокие градиенты температур. Последние, кроме свойств породы, определяются интенсивностью тепло-

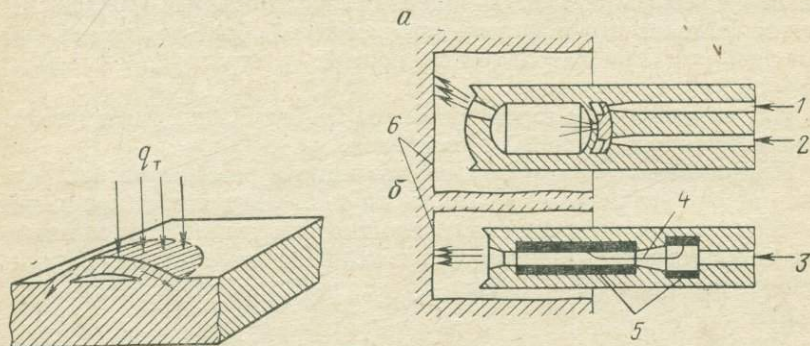


Рис. 8.3. Схема отделения шелушки от породы под воздействием теплового потока  $q_T$  при термическом бурении

Рис. 8.4. Принципиальные схемы термических инструментов:

*a* — бензовоздушная горелка; *b* — плазменная горелка; 1 и 3 — подача сжатого воздуха; 2 — подача бензина; 4 — плазменный шнур; 5 — электроды; 6 — забой скважины

передачи, зависящей от скорости истечения газовой струи и величины теплового потока. Чем больше градиент температур, тем больше термические напряжения, но меньше толщина откалываемых чешуек.

Интенсивные тепловые потоки создаются специальными реактивными газовыми горелками, в рабочей камере которых происходит перемешивание горючего и окислителя и бурное их сгорание.

В зависимости от типа окислителя в качестве горючего применяют либо керосин (окислитель — кислород), либо бензин (окислитель — воздух).

Горячие газы через сопло выходят наружу и, ударяясь о породу, передают последней тепловую энергию.

Удельный тепловой поток  $q_T$  вычисляют по формуле

$$q_T = k_T (T_g - T_n), \quad (8.34)$$

где  $k_T$  — коэффициент теплопередачи;  $T_g$ ,  $T_n$  — температуры соответственно газов и поверхности породы.

В отечественных станках огневого бурения скорость газовой струи достигает 1600—2000 м/с, а удельные тепловые потоки — (2—10)  $10^6$  Вт/м<sup>2</sup>. Увеличение давления в камере сгорания уве-

личивает тепловые потоки. С этой целью в некоторых конструкциях горелок в качестве окислителя вместо кислорода используют азотную кислоту. Однако использование как азотной кислоты, так и кислорода усложняет конструкцию станков и ухудшает экономические показатели бурения. В связи с этим наиболее широкое распространение получают бензовоздушные горелки (рис. 8.4, а).

Отделение частиц породы от массива происходит в результате действия напряжений, растяжения и сдвига. Высокая теплопроводность пород и низкие градиенты температур отрицательно сказываются на эффективности термобурения. Производительность бурения резко снижается в случае увеличения пластичности породы при нагреве ее и плавлении. На плавление, например, затрачивается большое количество тепла, а шлак, получающийся в результате плавления, плохо удаляется из забоя и затрудняет бурение.

Наиболее эффективно разрушаются породы, сложенные минералами с различными коэффициентами теплового расширения, имеющие непластичный, противодействующий расширению зерен цемент, небольшие коэффициенты теплопроводности и большие значения модуля упругости  $E$ .

В мягких и рыхлых породах (группы 3.п) возникающие термические напряжения невелики. Железистые породы склонны к плавлению, легко прогреваются газовой струей на большие глубины, что приводит к снижению градиента температур и термических напряжений. Поэтому перечисленные породы трудно поддаются термическому разрушению.

С целью выявления влияния комплекса физических свойств горных пород на скорость термического бурения  $v_6$  можно произвести следующий расчет.

Количество тепла  $Q$ , поступающее в объем  $V$  породы,

$$Q = ct \Delta T = c_p V \Delta T, \quad (8.35)$$

а удельный тепловой поток

$$q_{\tau} = \frac{Q}{St}, \quad (8.36)$$

где  $c$  — удельная теплоемкость;  $m$  — масса породы;  $\Delta T$  — температура нагрева породы;  $S$  — нагреваемая площадь породы;  $t$  — время нагрева до создания разрушающих термических напряжений. Используя уравнения (8.35) и (8.36), можно написать

$$v_6 = \frac{V}{St} = \frac{q_{\tau}}{c_p \Delta T} = \frac{q_{\tau} \alpha E}{c_p \sigma_p (1 - 2\nu)}. \quad (8.37)$$

В уравнении (8.37) правая часть, за исключением величины  $q_{\tau}$ , состоит только из физических параметров пород и представляет собой комплексный параметр, показывающий влияние

свойств пород на их термобуримость. Он называется критерием термобуримости  $\Pi_{т.б}$ :

$$\Pi_{т.б} = \frac{\alpha E}{\sigma_p(1-2\nu)}. \quad (8.38)$$

Величина  $\Pi_{т.б}$  соответствует объему идеально упругой породы, разрушаемой при воздействии на нее 1 Дж тепла. Чем меньше значение  $\Pi_{т.б}$ , тем труднее порода поддается термическому разрушению.

Для пород критерий  $\Pi_{т.б}$  может иметь значения от  $2 \cdot 10^{-8}$  до  $5 \cdot 10^{-6} \text{ м}^3/\text{Дж}$ .

Уравнение (8.37) не может быть непосредственно использовано для конкретных расчетов скорости термобурения, так как в нем не учитываются конструктивные особенности горелки, градиенты температур в слоях породы, изменения упругих и прочностных свойств при нагреве и т. д.

Для практических расчетов часто устанавливают эмпирическую связь между комплексным показателем  $\Pi_{т.б}$  и скоростью термобурения пород  $v_b$  (в см/мин), например

$$v_b = A\Pi_{т.б} - B. \quad (8.39)$$

При бурении скважин малогабаритным воздушно-огнеструйным термобуром коэффициенты  $A$  и  $B$  равны соответственно  $5 \cdot 10^8$  и 3,2.

Как показывает опыт, термическому бурению хорошо поддаются породы, в состав которых входит кварц, обладающий высоким параметром  $\Pi_{т.б}$  и высокой температурой плавления. Имеет значение также то, что кварц с повышением температуры не теряет своей хрупкости ( $k_{пл} \approx 1$ ).

Скорость термического бурения зависит кроме свойств пород от характеристики реактивной горелки и режима ее работы. Большое значение, как это видно из уравнения (8.37), имеет удельный тепловой поток  $q_t$ .

Например, для микрокварцитов зависимость скорости бурения (в м/мин) от  $q_t$  может быть представлена следующей эмпирической формулой:

$$v_b = 1,08 \cdot 10^{-8} q_t - 0,174. \quad (8.40)$$

В трещиноватой породе скорость бурения  $v_{тр}$  по сравнению с монолитом  $v_{мон}$  уменьшается и может быть подсчитана по уравнению

$$\frac{1}{v_{тр}} = \frac{1}{v_{мон}} + \Delta t \sqrt{2K_{тр}}, \quad (8.41)$$

где  $\Delta t$  — среднее время задержки бурения через одну трещину, мин;  $K_{тр}$  — коэффициент трещиноватости,  $1/\text{м}^2$ .

Для целей производства разработана шкала термобуримости (классификация) горных пород, в которой все горные породы

разделены на три категории. Каждая категория характеризуется определенными пределами изменения параметра  $P_{т.б}$  (табл. 8.1).

Классификация позволяет прогнозировать области применения и производительность термического бурения на конкретном горном предприятии.

Таблица 8.1

Классификация горных пород по термобуримости

Категория пород	Породы	$P_{т.б}$ , м <sup>3</sup> /Дж
I	Хорошо термобуримые (кварциты и граниты)	Более $5 \cdot 10^{-7}$
II	Термобуримые (железистые кварциты)	$5 \cdot 10^{-7} - 5 \cdot 10^{-8}$
III	Труднотермобуримые (базальты, известняки)	Менее $5 \cdot 10^{-8}$

Дальнейшее совершенствование термического бурения ведется в следующих направлениях:

1. Совершенствование конструкции газовой горелки.
2. Использование электродуговых или плазменных горелок (рис. 8.4, б).

Высокотемпературная струя ионизированных газов в плазменных борах образуется при пропускании сжатого воздуха через мощный электродуговой разряд.

Плазменные буры не требуют горючего или окислителя, позволяют плавно регулировать температуру газовой струи в пределах  $500-8000^{\circ}\text{C}$ . Последнее особенно существенно, так как исследованиями установлено, что многие горные породы наиболее эффективно разрушаются лишь в определенном температурном интервале.

3. Использование нагрева горных пород знакопеременными температурными полями. Сущность этого метода заключается в том, что забой скважины поочередно обрабатывают потоками горячего и охлажденного газа или жидкого азота. В результате резких температурных колебаний происходит значительно более быстрое, чем при одном только нагреве, разрушение породы. При этом становится возможным разрушать породы, не буримые обычными газовыми горелками. Это связано с тем, что породы при охлаждении становятся более хрупкими.

4. Применение для бурения двухфазных потоков. Последние создаются за счет подачи в газовую струю мелких частиц разрушенной породы. В итоге твердые частицы, ударяясь о породу, производят дополнительное ее разрушение. Кроме того, возрастает величина теплоотдачи двухфазной струи. Производительность бурения возрастает на 40%.

5. Использование при бурении явления детонации. Для возникновения эффекта детонационного горения необходимо, чтобы сверхзвуковая струя имела избыток одного из химических компонентов. При детонационном горении возникают мощные детонационные и ударные волны, которые дополнительно разрушают породу.

6. Совместное использование термического и механического воздействия (см. раздел 8.6).

### 8.5. Электротермические и электрические способы разрушения

Все способы разрушения пород с применением электрической энергии подразделяются на электротермические, обусловленные тепловым пробоем или нагревом породы электрическим током, и электрические, основанные на электрическом пробое горной породы.

**Электротермические методы** делятся на методы постоянного тока и тока промышленной частоты; высокочастотные контактные методы; радиоволновые методы; методы высокочастотного магнитного поля; методы инфракрасного нагрева; оптические методы.

В методах постоянного тока используется способность пород пропускать ток, достаточный для их разогрева. Таким образом, основной предпосылкой применения этих методов является значительная первоначальная проводимость пород. Горная порода разогревается под воздействием электрического поля, в ней возникают термические напряжения и она разрушается (см. раздел 6.5).

В случае переменного электрического поля активная проводимость породы  $\sigma$ , возрастает (см. раздел 6.5). Поэтому в высокочастотных электрических полях разогрев породы может происходить значительно быстрее, причем нагреваться способны даже плохо проводящие породы. Это явление заложено в основу высокочастотных контактных (ВК) методов разрушения плохо проводящих пород.

Электроэнергия частотой до 300 МГц подводится к породе по контактирующим с ней электродам (рис. 8.5).

Электроды применяют самой различной формы — клещи, штыря, клинья, пластины и т. д. В зависимости от формы электродов и их взаимного расположения в породе возникает электрическое поле определенной конфигурации. Таким образом можно создать направленное электрическое поле или концентрировать его на определенных участках породы.

Если доступ к разрушаемой породе возможен только с одной стороны, то электроды располагают на одной поверхности породы. При этом разрушение менее эффективно, чем при расположении электродов с противоположных сторон (см. рис. 8.5).

Характерно, что при высокочастотных контактных электро-термических способах породы могут быть разрушены еще до достижения теплового пробоя — из-за термических напряжений между нагретым и холодным участками породы.

В ВК методах разрушения основную роль играют электрические свойства породы и слагающих ее минералов. Поэтому энергоемкость разрушения крепких пород часто бывает меньше, чем

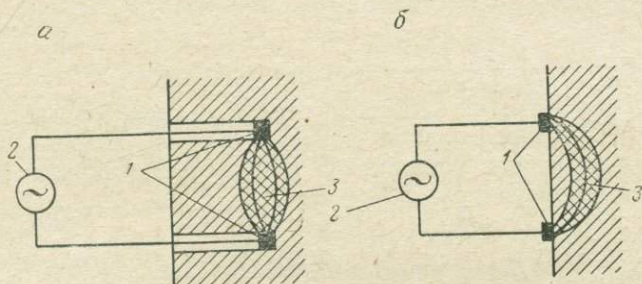


Рис. 8.5. Разрушение горных пород электротермическим высокочастотным контактным методом при расположении электродов:

*a* — с противоположных сторон разрушаемой породы; *b* — с одной стороны породы; 1 — электроды; 2 — генератор электрического тока различной частоты; 3 — нагретый током объем породы, вызывающий разрушающие напряжения (рабочее тело)

слабых. Так, на ВК разрушение (отделение от забоя) 1 т роговиков ( $\sigma_{сж} = 2 \cdot 10^8$  Па) затрачивалось 11,4 кВт·ч энергии, а на отделение 1 т песчаника ( $\sigma_{сж} = 1,1 \cdot 10^8$  Па) — 28,1 кВт·ч.

ВК разрушение, несмотря на эффект разрушения горной породы тепловым полем, отличается от термического. Как известно, при термическом разрушении тепловой поток воздействует непосредственно на поверхность горной породы и поэтому происходит ее поверхностное шелушение.

В результате же воздействия электромагнитного поля порода прогревается на значительную глубину, которая зависит от частоты поля и от электрических свойств породы. Эффективность процесса разрушения увеличивается, а энергоемкость снижается, поскольку разрушение породы происходит в большей мере от растягивающих напряжений.

Основным условием ВК электротермического разрушения пород является их способность нагреваться в электрическом поле. Эта способность может быть оценена некоторым параметром *b*, равным энергии электрического поля, необходимой для нагрева 1 м<sup>3</sup> данной породы на 1° С:

$$b = \frac{c\rho}{\epsilon_r \operatorname{tg} \delta} \quad (8.42)$$

Параметр *b* называется показателем сопротивления пород высокочастотному нагреву. Чем меньше *b*, тем эффективнее нагрев породы.

Другим условием, как и при термическом разрушении, является способность пород превращать накопленную тепловую энергию в механическую. Эта способность, как указывалось ранее, оценивается параметром  $\alpha E$ .

В случае нагрева породы по сквозному каналу растягивающие напряжения  $\sigma_p$  в ненагретой части породы

$$\sigma_p = \frac{\alpha \Delta T E_{np}}{1 - 2\nu}, \quad (8.43)$$

где  $E_{np} = \frac{E_n E_0 S}{(1 - S) E_0 + E_n S}$  — приведенный модуль Юнга с учетом модулей Юнга нагретой  $E_n$  и ненагретой  $E_0$  частей породы (см. раздел 6.3);  $S$  — относительная площадь канала нагрева.

Так как потребная мощность  $W$  для нагрева единичного объема породы на температуру  $\Delta T$  равна

$$W = \frac{\Delta T c p}{t}, \quad (8.44)$$

то, учитывая формулу (8.33),

$$W = \eta \frac{\sigma_p c p (1 - 2\nu)}{\alpha E_{np} t}, \quad (8.45)$$

где  $\eta$  — коэффициент, учитывающий потери мощности на испарение влаги, утечки тепла и т. д.;  $t$  — время нагрева породы, с.

Принимая во внимание, что количество выделяющегося под воздействием высокочастотного тока тепла в единице объема породы выражается уравнением (6.33), можно составить уравнение энергетического баланса

$$55,5 \varepsilon_r f E_0^2 \operatorname{tg} \delta = \eta \frac{\sigma_p c p (1 - 2\nu)}{\alpha E_{np} t}. \quad (8.46)$$

Уравнение (8.46) представляет собой условие электротермического ВК разрушения пород.

В итоге можно выделить некоторый критерий  $P_{эт}$ , объединяющий физические свойства пород и обуславливающий эффективность их разрушения электротермическим способом:

$$P_{эт} = \frac{\alpha E_{np} \varepsilon_r \operatorname{tg} \delta}{c p \sigma_p (1 - 2\nu)} \quad (8.47)$$

или

$$P_{эт} = P_{т.б} \varepsilon_r \operatorname{tg} \delta,$$

где  $P_{т.б}$  — критерий термобуриемости [см. уравнение (8.38)].

Чем больше значение  $P_{эт}$ , тем легче разрушаются породы при электротермическом способе. Эксперименты показывают, что разрушению легко поддаются породы, у которых  $P_{эт} \geq 5 \cdot 10^{-9} \text{ м}^3/\text{Дж}$ .

При использовании электротермического ВК способа плохо разрушаются породы пористые и разлагающиеся при высоких температурах — известняки, мраморы.

В области высоких частот с повышением влажности не изменяются диэлектрическая проницаемость  $\epsilon_r$  и  $\operatorname{tg} \delta$  пород, и в то же время резко увеличиваются их теплоемкость и теплопроводность. Поэтому увлажнение пород приводит к снижению критерия  $P_{\text{эт}}$  и ухудшает электротермическое ВК разрушение.

Повышение температуры вызывает рост  $\epsilon_r$ ,  $\operatorname{tg} \delta$  и  $\alpha$  пород и, следовательно, улучшает эффективность их разрушения. Однако при высоких частотах повышение  $\epsilon_r$  и  $\operatorname{tg} \delta$  не наблюдается вплоть до температур 300—400° С и выше, т. е. поглощение энергии электромагнитного поля остается величиной примерно постоянной. Тем не менее критерий  $P_{\text{эт}}$  возрастает за счет роста  $\alpha E_{\text{пр}}$ .

Электромагнитные поля частотой более 300 МГц применяют в радиоволновых методах разрушения пород. При этом не существует непосредственного контакта излучающего электрода с разрушаемой породой. Электромагнитная волна специальной антенной-излучателем направляется в массив в виде сконцентрированного луча.

Радиоволна проникает в горную породу и поглощается в ее объеме, определяемом некоторой глубиной  $h$ . За счет этого породе разогревается и появляются термические напряжения, способные разрушать породу. Изменяя частоту радиоволн, можно менять глубину проникновения и, следовательно, концентрации электромагнитной энергии. В зависимости от режима нагрева породы, ее электрических свойств, частоты и мощности электромагнитной волны разрушение может быть в виде мелкого шелушения (быстрый разогрев верхнего слоя породы — частота поля большая), либо в виде крупных кусков (менее быстрый разогрев — частота ниже).

При облучении горных пород электромагнитной волной значительная ее мощность расходуется на отражение от границы воздух — порода. Особенно большие потери энергии наблюдаются при высоких значениях  $\epsilon$  и электропроводности пород.

В то же время малая электропроводность пород не позволяет концентрировать электроэнергию в ограниченном объеме — она распространяется в массиве и также теряется. Поэтому необходимо выбирать частоту и режим работы генератора в соответствии с электрическими свойствами пород. Для уменьшения коэффициента отражения электромагнитной волны  $K_{\text{н}}$  необходимо максимально уменьшить разницу между волновыми сопротивлениями породы и среды, через которую проходит волна в породу.

Магнитные руды можно разрушать в высокочастотном магнитном поле. Индукционный виток, создающий магнитное поле, располагают на поверхности ферромагнитной породы (например, железистые кварциты). Экспериментами

установлено, что в результате прогрева магнитным полем частотой 0,2 МГц и напряженностью около  $7 \cdot 10^4$  А/м в течение 2 мин куски руды ( $\mu = 3$ ,  $\rho_s = 10-10^4$  Ом·м) раскалывались. Глубина эффективного прогрева породы составила 6—8 см.

Имеются проекты по разрушению таким способом железистых кварцитов на карьере. Индукционный виток перемещается по поверхности карьера специальным тягачом. Порода под индуктором нагревается и разрушается.

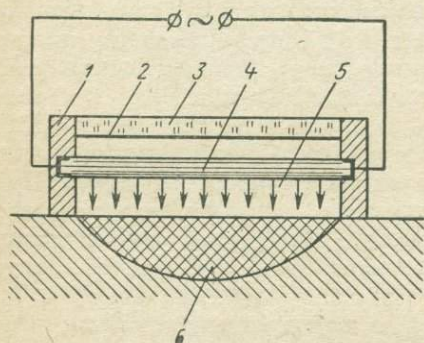


Рис. 8.6. Схема инфракрасного генератора для поверхностного нагрева:

1 — корпус; 2 — экран; 3 — теплоизолятор; 4 — излучающее сопотривление; 5 — тепловой поток; 6 — нагретое (рабочее) тело

Метод инфракрасного нагрева пород основан на поглощении породой электромагнитных волн инфракрасного диапазона, излучаемых специальным генератором (рис. 8.6). Физика процесса разрушения пород при этом та же, что и в радиоволновых методах.

С появлением мощных оптических квантовых генераторов (лазеров) начинают развиваться оптические методы — непосредственное применение электромагнитных волн светового диапазона для разрушения горных пород. Опытами установлено, что луч лазера способен в доли секунды выплавлять отверстия в крепчайших горных породах и разрушать их.

Электрические методы, как уже отмечалось, основаны на электрическом пробое пород.

Для разрушения пород электрическим пробоем используют импульсные напряжения. Величина этих напряжений зависит от электрической прочности разрушаемых пород и их размеров. При этом важно добиться минимальных рабочих напряжений, что можно осуществить изменением формы электродов, погружением электродов в специальные жидкости и т. д.

Электрический пробой можно применять для раскалывания кусков пород, бурения и отбойки от массива. Однако для его осуществления требуются высокие напряжения, опасные для обслуживающего персонала.

Факторы, уменьшающие электрическую прочность породы, благоприятно влияют на их разрушение. Электрическая прочность минералов и пород уменьшается с уменьшением энергии

кристаллической решетки, модуля объемного сжатия, микротвердости и с увеличением влажности, пористости и давления на породе.

Положительным качеством электрического разрушения является то, что оно происходит практически мгновенно — сразу, как только напряжение превысит пробивное.

Электрическим пробоем жидкости обусловлен так называемый электрогидравлический эффект (ЭГЭ). При высоковольтном импульсном разряде разрушению способствует возникающая в жидкости кавитационная полость, которая, захлопываясь, разрушает находящиеся поблизости тела. На этой основе разработаны экспериментальные буровые установки с бурами, которые не имеют деталей, механически действующих на породу. Бур состоит из вращающегося центрального электрода и зубчатой коронки, между которыми происходит разряд. Однако к. п. д. таких установок весьма низок и не превышает 2%.

### 8.6. Комбинированные методы разрушения

При термическом разрушении, как известно, все тепло, поступающее в горную породу, расходуется на нагрев ее до температуры, при которой термические напряжения достигают разрушающих [см. уравнение (8.33)]. Поэтому, используя уравнения (8.1) и (8.37), можно рассчитать удельную работу термического разрушения пород  $A_T$ , которая складывается из энергии, потраченной на собственно механическое разрушение  $A_0$ , и энергии, потерянной за счет термических преобразований  $A_{ф.т}$ :

$$A_T = A_0 + A_{ф.т} = \frac{\sigma_{сж} \epsilon \rho (1 - 2\nu)}{\alpha E} \left( 2 \frac{E}{E_{деф}} - 1 \right). \quad (8.48)$$

Из уравнения (8.48) видно, что при термическом разрушении существуют дополнительные по сравнению с механическим разрушением [см. уравнение (8.3)] потери энергии, обусловленные коэффициентом преобразования тепла в механические напряжения, равным

$$\eta_T = \frac{A_{ф.т}}{A_T} = \frac{A_0 + A_{ф.т}}{A_0 + A_{ф.т}} = \frac{\sigma_{сж} \alpha}{2 \epsilon \rho (1 - 2\nu)} \ll 1. \quad (8.49)$$

Выделив в формулах (8.48) и (8.3) постоянный параметр  $\frac{\sigma_{сж}}{E} \left( 2 \frac{E}{E_{деф}} - 1 \right)$ , можно сравнить оставшиеся части, соответственно  $\sigma_{сж}$  и  $\epsilon \rho / \alpha (1 - 2\nu)$ . Это позволяет сравнить энергоемкость механического и термического способов разрушения.

Сравнение показывает, что во всех случаях наблюдается следующее соотношение:

$$\sigma_{сж} < \frac{\epsilon \rho}{\alpha} (1 - 2\nu). \quad (8.50)$$

В среднем  $\sigma_{сж} \approx 10^8$  Па,  $\frac{c\rho}{\alpha} (1 - 2\nu) \approx 10^{10}$  Дж/м<sup>3</sup>. Если принять, что  $\sigma_{сж} = 2 \cdot 10^8$  Па;  $\alpha = 2 \cdot 10^{-5}$  1/К;  $c = 0,7 \cdot 10^3$  Дж/(кг · К);  $\rho = 2,6 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>;  $\nu = 0,25$ , то отношение  $A_{п}/A_{т}$  будет равно 0,22.

В результате рассмотрения электротермического способа разрушения пород получено следующее выражение для удельной работы разрушения:

$$A_{э} = A_0 + A_{ф.э} = \frac{\sigma_{сж} c \rho (1 - 2\nu)}{E \alpha \epsilon_r \operatorname{tg} \delta} \left( 2 \frac{E}{E_{деф}} - 1 \right), \quad (8.51)$$

где  $A_{ф.э}$  — потери энергии при электротермическом разрушении породы.

Соответственно коэффициент преобразования электрической энергии в механические напряжения

$$\eta_{э} = \frac{A_0 + A_{ф.э}}{A_0 + A_{ф.э}} = \frac{\sigma_{сж} \alpha \epsilon_r \operatorname{tg} \delta}{2c\rho (1 - 2\nu)}. \quad (8.52)$$

Сравнение  $\eta_{э}$  с механическим методом также показывает, что

$$\sigma_{сж} < \frac{c\rho (1 - 2\nu)}{\alpha \epsilon_r \operatorname{tg} \delta} \quad (8.53)$$

и в среднем  $\frac{c\rho (1 - 2\nu)}{\alpha \epsilon_r \operatorname{tg} \delta}$  составляет  $10^{10} - 10^{12}$  Дж/м<sup>3</sup>.

Следовательно, формальное сравнение данных работы разрушения указывает на меньшую энергоемкость механического способа. Фактически же часто выгоднее производить разрушение пород немеханическими (термическим, электротермическим и др.) способами. Это обусловлено следующими факторами:

1) разрушение пород механическими способами возможно только весьма прочными износостойкими внедряющимися в породу рабочими органами при приложении к ним больших усилий;

2) механическое разрушение связано с поверхностным воздействием на породу, в результате чего в последней преобладают силы сжатия, в отличие от немеханических способов, при которых в процессе разрушения, как правило, основную роль играют растягивающие напряжения;

3) с целью достижения разрушающих напряжений при механическом разрушении скальных пород используют энергию взрыва, что усложняет технологию производства работ;

4) энергоемкость разрушения пород механическими способами зависит от их прочности (прямо пропорциональна квадрату прочности), в то время как при немеханических методах в ряде случаев прочность может вообще не сказываться на величине работы разрушения (при  $E/\sigma_{сж} \approx \text{const}$ ). Чем больше параметры  $\sigma_{сж}$ ,  $E$  и  $\alpha$  пород, тем больше коэффициент преобразования энер-

гии в механическую. Практика и эксперименты показывают, что механическое разрушение эффективно только при удельной работе разрушения не более  $10^8$  Дж/м<sup>3</sup>, термическое — до  $5 \times 10^8$  Дж/м<sup>3</sup>.

Таким образом, с целью снижения энергоемкости процесса разрушения пород наиболее перспективны комбинированные методы, при которых физическое воздействие используется для снижения прочности пород до величины, позволяющей осуществить эффективное механическое разрушение.

На эффекте снижения прочности некоторых пород в результате их локального нагрева основаны термомеханические и электротермомеханические методы разрушения и бурения горных пород, сочетающие электрическое, термическое и механическое воздействия.

Экспериментальные работы показали, что скорость термомеханического бурения гранитов по сравнению с термическим возрастает в 3,5 раза, по сравнению с механическим — в 5,6 раза. Тепловой поток создают, как обычно, с помощью газовой или плазменной горелки. Механическое воздействие на породу осуществляют шарошками. Пламя горелки направляют на забой скважины в пространство между шарошками.

Откол кусков породы от массива при наличии одной или двух обнаженных поверхностей возможен тогда, когда трещина, возникающая в породе, имеет криволинейную форму и полностью изолирует отбиваемый кусок от массива. В то же время при электротермическом разрушении пород возникновение любой трещины приводит к резкому спаду термических напряжений. Для дальнейшего развития трещины необходим длительный нагрев породы, который часто не дает положительных результатов. Забой растрескивается, ослабляется, но окончательного отделения кусков породы от массива не происходит. Для их отделения необходимо дополнительное механическое воздействие на забой. С этой целью созданы электротермомеханические механизмы, сочетающие в себе электротермическое и механическое воздействие. Электромагнитное поле, воздействуя на породу, подготавливает ее к разрушению, которое происходит под воздействием механических нагрузок. На этом принципе основан метод внедряющегося электрода (рис. 8.7).

Данный метод заключается в том, что высокопотенциальный электрод, воздействуя на породу высокочастотным электрическим полем, расплавляет ее в месте контакта и углубляется в нее под действием механических усилий. Вместе с электродом происходит углубление зоны наибольшего разогрева породы. Это позволяет откалывать куски породы от массива за счет растягивающих напряжений.

Метод внедряющегося электрода целесообразно использовать для разрушения мерзлых пород. К электроду, который одновременно представляет собой режущий орган, подводится электри-

ческий ток высокой частоты (0,5—2 МГц). За счет выделения тепла происходит оттаивание мерзлой породы вокруг электрода и создается такая область, в которую внедряется электрод под действием механических усилий. В результате происходит отделение откальываемого блока от мерзлого массива (см. рис. 8.7).

Скорость внедрения  $v$  электрода в мерзлый массив прямо пропорциональна квадрату напряжения электрического поля

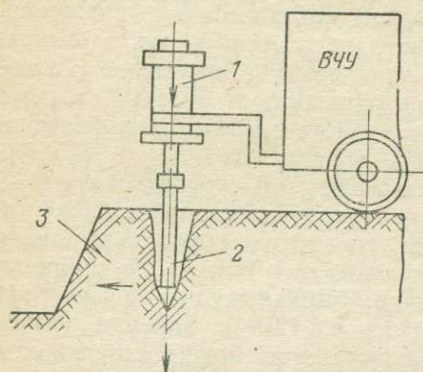


Рис. 8.7. Метод высокочастотного электротермомеханического разрушения горных пород:

1 — гидравлическая система нагружения; 2 — внедряющийся электрод; 3 — отделяемый блок (ВЧУ — высокочастотная установка)

$U$ , фактору потерь горных пород  $\epsilon_r \operatorname{tg} \delta$  и обратно пропорциональна  $\sigma_{сж}^2$ :

$$v = k_{ф.э} \frac{\epsilon_0 \epsilon_r \operatorname{tg} \delta f U^2 F}{\sigma_{сж}^2 a d^2}, \quad (8.54)$$

где  $k_{ф.э}$  — некоторый коэффициент, учитывающий форму электродов и изменения свойств пород при нагреве;  $f$  — частота электрического поля, Гц;  $F$  — механическое усилие внедрения электрода, Н;  $a$ ,  $d$  — соответственно половина ширины и толщины электрода, м.

Затраты на рыхление мерзлых пород электротермомеханическим способом в 2 раза ниже, чем буровзрывным.

При проходке горных выработок в скальных породах находит применение электротермомеханический метод откола горных пород от массива, разработанный в Московском горном институте проф. Ю. И. Протасовым. Сущность метода заключается в интенсивном нагреве забоя и ф ра крас н ы м и г е н е р а т о р а м и (нагревателями) и в последующем нанесении ударов по нагретой поверхности.

Создаются породопроходческие комбайны, основанные на указанном принципе.

Энергоемкость разрушения породы  $e$  при нагреве ее инфракрасными нагревателями может быть рассчитана по физическим параметрам породы:

$$e = \frac{97 \sigma_p^2 k_{nn} \lambda^2 \sqrt{t}}{ab N \gamma^2 K^2 \sqrt{a}}, \quad (8.55)$$

где  $k_{пл}$  — коэффициент пластичности породы;  $\lambda$  — коэффициент теплопроводности;  $t$  — время нагрева породы до разрушения;  $d$  — коэффициент, определяющий поверхность нагретого участка;  $b$  — коэффициент, учитывающий положение нагретого участка в массиве породы по отношению к свободным поверхностям, ограничивающим массив;  $N$  — мощность генератора излучения;  $\gamma_t$  — коэффициент объемного теплового расширения;  $K$  — модуль объемного сжатия;  $a$  — температуропроводность породы.

Существуют также разработки, основанные не на нагреве, а на охлаждении пород. Так, установлено, что при локальном сильном охлаждении поверхности породы интенсивной струей низкотемпературного газа в породе возникают растягивающие напряжения. Если дополнительно к охлажденной таким образом породе воздействовать механическими нагрузками, то механические и термические касательные напряжения, имеющие одно направление, будут суммироваться, увеличивая площадь и глубину зоны разрушения. Эксперименты, проведенные на установках, сочетающих в себе шарошечный метод бурения с охлаждением породы струей жидкого азота, показали увеличение скорости бурения гранитов в 1,5 раза по сравнению с механическим методом. Данный способ наиболее целесообразно применять для бурения скважин в породах с коэффициентом крепости  $f$  более 14.

### 8.7. Взрываемость горных пород и расчеты процессов взрывания

При взрыве образуется зона сжатия (зона пластических деформаций), в которой порода либо переизмельчается (скальные и полускальные породы), либо уплотняется (часть плотных и мягкие глинистые породы, рис. 8.8). При этом преодолевается сопротивление породы силам сжатия и сдвига. При взрывном дроблении массива скважинными зарядами радиус зоны сжатия составляет  $(1-7,5) d_z$ , где  $d_z$  — диаметр заряда.

За зоной сжатия расположена зона трещинообразования; радиус ее при скважинных зарядах составляет  $(20-50) d_z$ . Здесь энергия взрыва расходуется на преодоление сопротивления породы сдвигу, растяжению и частично сжатию. За зоной трещинообразования следует зона сотрясения, которая с удалением от заряда переходит в зону уругих деформаций. Зоны сжатия и трещинообразования образуют вместе зону регулируемого дробления. В зоне сотрясения также частично происходит разрушение пород по естественным трещинам (без дробления отдельностей массива) — это зона нерегулируемого дробления. При взрывных работах стремятся максимально увеличить зону регулируемого дробления путем управления действием взрыва.

Разрушение пород при взрыве происходит в результате совокупного воздействия расширяющихся продуктов детонации, ударных волн и волн разгрузки. Расширяющиеся газы разрушают породу непосредственно в месте закладки ВВ. Одновременно они передают энергию взрыва в массив. Коэффициент передачи энергии взрыва в массив составляет 0,4—0,6. Энергия в массиве вблизи заряда распространяется в виде ударной волны.

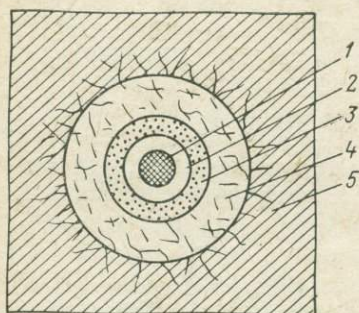


Рис. 8.8. Зоны взрыва:  
1 — заряд ВВ; 2 — газовая полость; 3 — зона сжатия; 4 — зона трещинообразования; 5 — зона сотрясения

Ударные волны отличаются от упругих тем, что деформации и напряжения, вызванные ими, превосходят предел упругости и достигают пределов прочности пород, в результате чего породы разрушаются. Скорость распространения ударной волны выше скорости продольной упругой. Если ударная волна распространяется в воздухе, ее скорость

$$v_y = v_p \sqrt{\frac{\kappa - 1}{2\kappa} + \frac{\kappa + 1}{2\kappa} \frac{\sigma_2}{\sigma_1}}, \quad (8.56)$$

где  $v_p$  — скорость звука;  $\kappa$  — отношение удельных теплоемкостей воздуха при постоянном давлении  $c_p$  и постоянном объеме  $c_v$ ;  $\sigma_1$  и  $\sigma_2$  — давление газа соответственно до и после прохождения ударной волны.

Скорость распространения ударной волны в породах можно принять равной (1,1—1,3)  $v_p$ .

Зона ударной волны собственно и образует зону сжатия. За пределами этой зоны ударная волна переходит в волну напряжений, распространяющуюся со звуковой скоростью.

Механизм разрушения пород взрывом зависит от акустической жесткости пород  $z$  (табл. 8.2).

Разрушение пород происходит в виде трещин. Скорость развития трещин, согласно теории Гриффитса (см. раздел 6.2), в среднем около  $1/3 v_y$ .

Энергия взрыва воздействует на массив пород, в связи с чем в расчетах необходимо применять физические характеристики массива. Разрушение его происходит путем отрыва и сдвига. Поэтому в расчетах разрушения взрывом используют пределы проч-

ности пород при растяжении и сдвиге с учетом анизотропии пород. Если взрыв производят, например, в скважинах, пробуренных перпендикулярно к слоистости, то сдвиг происходит вдоль слоев, а отрыв — перпендикулярно к слоям. Поэтому в расчет надо включать  $\tau_{сдв||}$  и  $\sigma_{р\perp}$ . Так как процесс взрывания носит ударный характер, в расчетах должны быть использованы динамические параметры пород.

Таблица 8.2

Механизм разрушения пород взрывом

Акустическая жесткость $z \cdot 10^{-6}$ , кг/(м <sup>2</sup> ·с)	Породы	Основной фактор, вызывающий разрушение
0,2—5 5—15 15—25	Рыхлые и связные Полускальные Скальные	Расширяющиеся газы Ударные и упругие волны и газы Ударные и упругие волны (прямые и отраженные)

В простейшем случае удельную энергию разрушения взрывом можно представить в следующем виде:

$$e = \frac{1}{2} \left( \frac{\sigma_p^2}{2E} + \frac{\tau_{сдв}^2}{2G} \right) = \frac{1}{4E} [\sigma_p^2 + 2(1 + \nu)\tau_{сдв}^2]. \quad (8.57)$$

Так как  $\tau_{сдв} > \sigma_p$ , эффективность разрушения взрывом в основном определяется пределом прочности породы при сдвиге. Оптимальные условия, взрыва бывают тогда, когда сдвиг происходит вдоль слоистости, ибо  $\tau_{сдв||} < \tau_{сдв\perp}$ .

Степень дробления породы взрывом зависит прежде всего от ее сопротивления действию взрыва, что характеризуется удельным расходом взрывчатого вещества (ВВ) (в г/м<sup>3</sup>), необходимым для достижения заданного эффекта дробления.

В практике производства горных работ выделяют заряды, образующие воронку нормального выброса (в результате взрыва из воронки удаляется вся порода), и заряды, приводящие к нормальному дроблению (порода дробится в объеме воронки, но не выбрасывается).

Удельный расход ВВ в последнем случае составляет  $1/3$  удельного расхода ВВ при зарядах нормального выброса.

Для определения удельного расхода ВВ применительно к конкретным породам используют различные шкалы и классификации пород по взрываемости, например шкалу Союзвзрывпрома, в которой породы разделены на 16 категорий по удельному расходу аммонита № 9, создающему воронку нормального выброса.

Широко применяется также Единая классификация пород по буримости и взрываемости проф. А. Ф. Суханова.

Строгий аналитический расчет удельного расхода ВВ в настоящее время затруднен, так как не существует математического описания зависимости эффективности взрывания от физико-технических характеристик пород в массиве. Вместе с тем многочисленные наблюдения и производственный опыт указывают на возможность относительной оценки сопротивления пород взрыванию и составления расчетной шкалы взрываемости, основанной на механических параметрах пород.

Для расчета относительного удельного расхода ВВ приняты следующие исходные положения:

1. Энергия взрыва (а следовательно, и расход ВВ) при дроблении породы затрачивается на создание новых поверхностей с преодолением пределов прочности породы при сжатии  $\sigma_{сж}$ , сдвиге  $\tau_{сдв}$  и растяжении  $\sigma_p$ . Доля участия сжимающих, сдвигающих и растягивающих напряжений в дроблении при различных видах и условиях взрывания неодинакова. Для относительной оценки взрываемости пород можно принять, что их участие во взрыве одинаково. Таким образом, удельный расход  $q$  является функцией  $\varphi_1$  прочностных параметров пород:

$$q = \varphi_1 \left[ \frac{1}{3} (\sigma_{сж} + \tau_{сдв} + \sigma_p) \right]. \quad (8.58)$$

2. Расход энергии взрыва на дробление породы пропорционален площади вновь создаваемых свободных поверхностей; которая, в свою очередь, зависит от степени дробления  $n$ , т. е. от соотношения средних линейных размеров отдельности  $l_{ср}$  и куска взорванной породы  $d_{ср}$ , т. е.

$$q = \varphi_2 \left( \frac{l_{ср}}{d_{ср}} \right). \quad (8.59)$$

С увеличением степени дробления  $n$  практически пропорционально увеличивается удельный расход ВВ. Обычно в практике взрывания  $n = 1 \div 5$ . В отдельных случаях, например при  $d_{ср} = 0,1 \div 0,25$  м, когда естественные отдельности не дробятся и порода разрушается взрывом на сотрясение, величина  $n$  может быть меньше единицы.

3. Влияние трещиноватости третьего порядка на удельный расход ВВ имеет сложный характер: в целом оно учитывается коэффициентом трещиноватости  $K_{тр}$ .

В трещиноватом массиве неизбежны потери энергии ВВ. Поверхности раздела могут иногда полностью отражать волны напряжений или резко ослаблять их. В общем случае эти потери можно принять равными 20% от общего количества энергии взрыва и дополнительный расход ВВ можно учесть коэффициентом 1,2. Вместе с тем следует учитывать, что развитая трещиноватость массива сокращает расход ВВ на создание новых поверхностей. С трещиноватостью связаны также потери энергии (равные в среднем 20%) на взаимное перемещение кусков без их

дробления. Таким образом, удельный расход ВВ является функцией трещиноватости:

$$q = \varphi_3 (K_{тр}). \quad (8.60)$$

4. Энергия взрыва расходуется также на преодоление силы тяжести и придание кускам взорванной породы кинетической энергии. Такой расход энергии пропорционален объемному весу породы  $\gamma$ :

$$q = \varphi_4 (\gamma). \quad (8.61)$$

Анализируя все зависимости  $q$  [уравнения (8.59)—(8.61)], можно получить конечную зависимость расчетного удельного расхода эталонного ВВ (№ 6 ЖВ) от физических свойств породы:

$$q_э = 2 (\sigma_{сж} + \tau_{сдв} + \sigma_p) 10^{-7} + 2\gamma \cdot 10^{-4}. \quad (8.62)$$

Рассчитанный по данной формуле эталонный удельный расход ВВ для большинства взрываемых горных пород изменяется от 5 до 50 г/м<sup>3</sup>, достигая в особых случаях для внекатегорных пород 70—100 г/м<sup>3</sup>.

В соответствии с изложенным все горные породы по трудности дробления взрывом (по величине эталонного удельного расхода ВВ) могут быть разделены на пять классов и 25 категорий (см. приложение 42).

I класс — легко взрываемые породы;  $q_э \leq 10$  г/м<sup>3</sup>; категории 1—5;

II класс — породы средней трудности взрывания;  $q_э = 10,1 \div 20$  г/м<sup>3</sup>; категории 6—10;

III класс — трудно взрываемые породы;  $q_э = 20,1 \div 30$  г/м<sup>3</sup>; категории 11—15;

IV класс — весьма трудно взрываемые породы;  $q_э = 30,1 \div 40$  г/м<sup>3</sup>; категории 16—20;

V класс — исключительно трудно взрываемые породы;  $q_э = 40,1 \div 50$  г/м<sup>3</sup>; категории 21—25.

Эталонный удельный расход ВВ может быть использован не только для классификации горных пород по степени трудности их дробления взрывом. Он является также основой для предварительного расчета технологии взрывания и фактического расхода ВВ на взрывание.

В действительности размещение зарядов ВВ в массиве неравномерное и не соответствует схеме эталонного взрыва.

Для учета всех реальных факторов, связанных со взрывом, на основе эталонного удельного расхода ВВ устанавливают проектный удельный расход ВВ  $q_{п}$ :

$$q_{п} = q_э k_{ВВ} k_d k_{с.з} k_V k_{с.п} K_{тр}, \quad (8.63)$$

где  $k_{ВВ}$  — переводной коэффициент от аммонита № 6 ЖВ к практически используемому ВВ;  $k_d$  — коэффициент, учитывающий

требующуюся в данных условиях степень дробления;  $k_{с.з}$  — коэффициент, учитывающий фактически принимаемую степень сосредоточения зарядов ВВ, т. е. форму заряда в массиве, отличную от принятой при определении  $q_3$ ;  $k_V$  — коэффициент, учитывающий влияние объема взрываеваемой породы на проектный расход ВВ;  $k_{с.п}$  — коэффициент, учитывающий число свободных поверхностей взрываеваемой части массива;  $K_{тр}$  — коэффициент трещиноватости.

Общую массу заряда  $m$  определяют по различным формулам, используя  $q_n$ .

Так, при сосредоточенных зарядах расчеты ведутся исходя из предположения, что при взрыве образуется нормальная воронка взрыва. Объем такой воронки (при радиусе  $r = W$ ) примерно равен кубу линии наименьшего сопротивления  $W$  (кратчайшее расстояние от центра заряда до ближайшей обнаженной поверхности), поэтому общая масса заряда  $m$  для нормального выброса составит

$$m = f(n) q_n W^3, \quad (8.64)$$

где  $f(n) \leq 1$  — функция показателя действия взрыва, зависящая от множества факторов;  $n = \frac{r}{W}$ . Для зарядов рыхления (выброс породы из воронки практически отсутствует)  $f(n) = 0,33$ .

При расчете удлиненных зарядов, расположенных параллельно обнаженной поверхности, используют формулу Г. П. Демидюка и П. П. Назарова:

$$m = f(n) q_n (W^2 l + W^3), \quad (8.65)$$

где  $l$  — длина заряда.

Для взрывания серии удлиненных зарядов предложен расчет исходя из разрушаемого одним зарядом объема породы:

$$m = q W a H, \quad (8.66)$$

где  $a$  — расстояние между смежными удлиненными зарядами, м;  $H$  — высота уступа, м.

При осуществлении короткозамедленного взрывания (последовательного взрывания серии или отдельных зарядов с интервалами в тысячные доли секунды) производят расчет интервала замедления, наиболее благоприятного для достижения максимального дробления.

Экспериментально установлена следующая формула расчета интервала замедления  $t$ , учитывающая его зависимость от акустической жесткости  $z$  пород:

$$t = \frac{31,5}{\sqrt[4]{z}} W - 6\sqrt[4]{z} + 9,6, \quad (8.67)$$

где величина  $z$  имеет размерность  $t/(m^2 \cdot c)$ .

## 8.8. Вторичное дробление пород в забое

Использование разнотипного оборудования для выемки, перемещения и дробления разрушенных пород накладывает определенные ограничения на максимальные линейные размеры кусков. Принято руководствоваться следующими зависимостями между характерными параметрами горного оборудования и линейными размерами максимальных (кондиционных) кусков.

Допустимый максимальный размер кусков  $d$ , обусловленный емкостью ковша  $V$  экскаватора или погрузчика

$$d \leq 0,75 \sqrt[3]{V}. \quad (8.68)$$

2. Допустимый размер кусков, обусловленный емкостью кузовов вагонов, вагонеток и самосвалов, непосредственно не учитывается, поскольку емкость кузова  $V_k$  должна в 3—4 раза и более превышать емкость ковша экскаватора или погрузчика. Однако с целью снижения разрушающих ударных нагрузок на днище кузова при загрузке его ориентировочно полагают допустимым размер кусков

$$d \leq 0,5 \sqrt[3]{V_k}. \quad (8.69)$$

3. Допустимый размер кусков при погрузке породы в перегрузочные бункера, приемные воронки дробилок, грохотов и т. п.

$$d \leq (0,75 \div 0,8) b, \quad (8.70)$$

где  $b$  — меньшая сторона приемного отверстия бункера или дробильной установки.

4. Допустимый размер кусков при погрузке на конвейер

$$d \leq 0,5B - 0,1, \quad (8.71)$$

где  $B$  — ширина ленты конвейера, м.

Куски породы, имеющие размеры больше указанных, называются негабаритами и подлежат измельчению в забое. Выход негабарита — понятие относительное, определяемое емкостью погрузочно-транспортного оборудования.

Вторичное дробление (разрушение крупных негабаритов) осуществляют обычно взрывным способом. В разрушаемом куске породы пробуривают шпур, закладывают заряд и производят взрывание. В таких случаях используют ранее рассмотренные применительно к взрыванию массива положения.

Наряду со взрывным разрушением в практику горного дела внедряются немеханические методы дробления негабаритов. Один из наиболее известных способов разрушения пород — это раскалывание негабарита нагретом его любым источником тепла, располагаемым на поверхности или в углублении (в шпуре). По одному из этих методов разрушение производится сжиганием кусков термита, помещенных в небольших

шпурах. Хорошие результаты получены при разрушении роговиков, джеспиллитов и кварцитов.

Метод создания разрушающих напряжений в куске горной породы нагреванием его электрической дугой опробован на песчанике, мраморе и гранит-порфирах как в лабораторных условиях, так и в карьерах. Под воздействием тепла электрической дуги порода раскалывается через несколько минут. Расход энергии при этом сравнительно небольшой.

Если источник тепла расположен на поверхности куска породы, то расчет энергоемкости такого процесса разрушения сводится к задаче нагрева источником тепла постоянной мощности некоторого полубесконечного твердого тела (части большого тела с одной ярко выраженной поверхностью).

Решение дифференциального уравнения теплопроводности для таких условий дает следующую формулу для определения температуры породы в любой точке:

$$\frac{T - T_S}{T_0 - T_S} = \Phi \left( \frac{d}{2\sqrt{at}} \right), \quad (8.72)$$

где  $T$ ,  $T_S$  и  $T_0$  — соответственно температура в точке, удаленной на расстояние  $d$  от поверхности нагрева; температура поверхности породы в процессе нагрева; первоначальная температура породы;  $\Phi$  — функция интеграла вероятностей;  $a$  — температуропроводность породы;  $t$  — время нагрева породы.

Если до одной и той же температуры порода нагревается в двух точках, удаленных от поверхности, на различных расстояниях  $d_1$  и  $d_2$ , то

$$\frac{d_1}{2\sqrt{at_1}} = \frac{d_2}{2\sqrt{at_2}}, \quad (8.73)$$

Отсюда отношение времени нагрева этих точек  $t_1$  и  $t_2$ :

$$\frac{t_1}{t_2} = \frac{d_1^2}{d_2^2}. \quad (8.74)$$

Таким образом, время, необходимое для нагрева какой-то точки до определенной температуры, прямо пропорционально квадрату ее расстояния от нагреваемой поверхности (рис. 8.9).

Из уравнения (8.73) следует также, что время нагрева породы обратно пропорционально ее температуропроводности, а поскольку с глубиной резко возрастает время нагрева породы, то тепло, поглощаемое породой, скапливается в основном в некотором ее объеме (рабочем теле), размеры которого определяются временем нагрева и температуропроводностью породы.

Если представить, что тепловые свойства породы во всех направлениях одинаковы, то поверхность рабочего тела будет близка по форме к полусфере (рис. 8.10). Расширение этого тела приводит к расколу породы. Очевидно, чем больше относительные размеры этого тела и чем оно ближе к клиновидному, тем легче произойдет разрушение породы. Поэтому при разрушении негабарита высокая температуропроводность и слоистость

пород, направленная вдоль требуемой плоскости раскола, играют положительную роль.

Так как термические напряжения в пористой породе ниже, чем в плотной мало пористой, то, как правило, разрушение, также как и термическое бурение (см. раздел 8.4), рыхлых выветрелых и сильно пористых пород (группы 2.п и 3.п) термическим способом неэффективно, несмотря на то, что одновременно со

Рис 8.9. Типичные кривые изменения температуры в зависимости от нагрева:

1 — при глубине 1 см от поверхности; 2 — при глубине 2 см

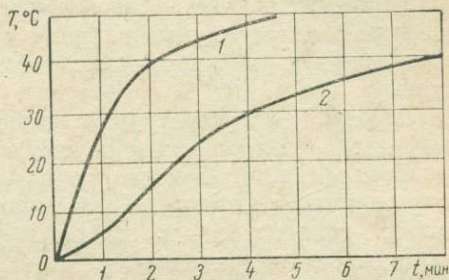
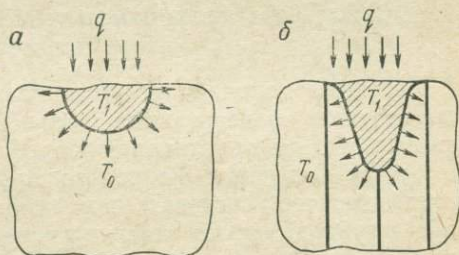


Рис. 8.10. Форма рабочего тела при нагреве от температуры  $T_0$  до  $T_1$ :

а — массивная порода; б — слоистая



снижением термических напряжений уменьшается и прочность пород.

Разрушение негабаритов горных пород можно осуществлять также электрическими методами (см. раздел 8.5).

Широко применяют метод токов промышленной частоты.

Часто с целью снижения величин применяемых напряжений электрического тока электроды располагают на одной поверхности на небольшом расстоянии друг от друга (см. рис. 8.4, б).

Разрушение таким способом, ввиду приповерхностного нагрева, менее эффективно, чем при расположении электродов с противоположных сторон, однако в этом случае на электродах достаточно иметь напряжение порядка 100—200 В.

Высокочастотный контактный способ разрушения негабаритных кусков железистого кварцита при частоте поля 0,5—2 МГц неоднократно испытывали на карьерах начиная с 1958 г. Опыты показали возможность успешного разрушения кусков железной руды, гранитов, полиметаллических руд данным способом. Время разрушения кусков составляло от 5

до нескольких минут, расход электроэнергии 0,1—8 кВт·ч. Разрушение не сопровождалось разлетом кусков, пылеобразованием и вполне безопасно для обслуживающего персонала.

Высокочастотный контактный способ можно применять также при разрушении смерзшихся руд. При высокочастотном дроблении негабаритов более эффективна установка в недра электродов (см. раздел 8.5).

Установлено, что методом внедряющегося электрода хорошо разрушаются различные скарны, монзониты, эпидозит, сиениты, гранодиориты и кварц-полевошпатовые порфиры, сульфидные руды.

Породы, которые трудно плавятся (безрудные и жильные кварциты), откалываются только по поверхности. Породы, разлагающиеся при высоких температурах (известняки, мрамор), разрушаются медленно. Внутри них образуется канал из продуктов разложения, в котором невозможно создать большие термические напряжения.

### 8.9. Дробление и измельчение полезного ископаемого после извлечения

Полезные ископаемые после извлечения из недр в большинстве случаев подвергаются дальнейшему дроблению и измельчению. Эта дополнительная обработка вызвана либо необходимостью получения конечного продукта определенного гранулометрического состава (например, строительные материалы), либо необходимостью последующего обогащения измельченной руды.

В зависимости от физико-технических характеристик пород применяют четыре основных механизма дробления — раздавливание, раскалывание, удар и истирание (рис. 8.11).

В случае твердых и хрупких горных пород обычно используют раздавливание, пород средней крепости — раскалывание, слабых пород и углей — удар. Для твердых и вязких пород применяют раздавливание с истиранием. В соответствии с этим созданы дробилки раздавливающего действия — щековые и конусные, раскалывающего действия — зубчатые, валковые и ударного действия — молотковые.

Энергоемкость процесса дробления зависит от степени измельчения пород. Теоретически существует прямо пропорциональная зависимость между работой разрушения  $A$  и конечной характеристикой крупности дробленого продукта  $B$ :

$$A = kB. \quad (8.75)$$

Коэффициент пропорциональности  $k$  зависит от свойств породы и определяется экспериментально.

Параметр  $B$  согласно Риттингеру, — это величина вновь образованной поверхности  $\Delta S$ ,  $k$  — удельная поверхностная энер-

гия  $e_s$ , а, согласно Кирпичеву — Кику,  $B$  — это величина уменьшения первоначального объема дробимого куска породы  $V$ . По Бонду,  $B$  равно элементарному приращению среднегеометрического между объемом  $V$  и вновь образованной площадью поверхности  $\sqrt{V\Delta S}$ .

Если принять, что исходные куски, так же как и конечные, приблизительно имеют форму шаров — диаметрами  $D$  и  $d$ , то,

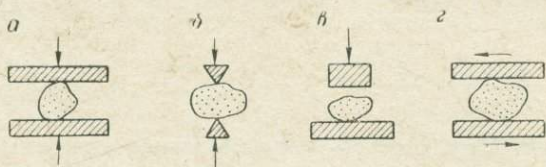


Рис. 8.11. Различные механизмы дробления и измельчения горных пород: а — раздавливание; б — раскалывание; в — дробление ударом; г — измельчение истиранием

рассматривая разрушение одного такого шара объемом  $V = \frac{1}{6} \pi D^3$ , можно выразить этот объем через объемы продуктов разрушения:

$$V = \frac{1}{6} n \pi d^3,$$

где  $n$  — число вновь образованных шаров. Отсюда  $n = \frac{D^3}{d^3}$ .

Вновь образованная площадь поверхности шаров

$$\Delta S = \pi D^2 \left( \frac{D}{d} - 1 \right). \quad (8.76)$$

Удельная поверхностная энергия  $e_s$  в первом приближении может быть рассчитана через работу разрушения  $A_0$  объема породы:

$$e_s = \frac{A_0 V}{\Delta S} = \frac{\sigma_p^2 V}{2E \Delta S}. \quad (8.77)$$

Если в уравнении (8.77) за  $V$  принять объем исходного шара, за  $\Delta S$  — площадь вновь образованной поверхности, получившаяся в результате его раскола пополам, то

$$e_s = \frac{\sigma_p^2}{6E} D, \quad (8.78)$$

откуда, согласно Риттингеру,

$$A_R = 0,5 \frac{\sigma_p^2 D^3}{E} \left( \frac{D}{d} - 1 \right). \quad (8.79)$$

По Кирпичеву — Кику,

$$A_K = 0,26 \frac{\sigma_p^2}{E} (D^3 - d^3). \quad (8.80)$$

П. А. Ребиндером и Л. И. Шрейнером предложено уравнение, обобщающее уравнения (8,79), и (8.80)

$$A_p = e_S \Delta S + k \Delta V. \quad (8.81)$$

Анализ показывает, что по теории Риттингера на энергоёмкость процесса значительно влияет степень измельчения. Работа разрушения возрастает примерно обратно пропорционально диаметрам зерен конечного дробленого продукта:

$$\frac{A_1}{A_2} = \frac{D-d_1}{D-d_2} \frac{d_2}{d_1} \approx \frac{d_2}{d_1}. \quad (8.82)$$

По теории Кирпичева — Кика влияние степени дробления на работу разрушения незначительно. Поэтому для расчета процессов тонкого измельчения используют теорию Риттингера.

Измельчение горных пород осуществляется часто по принципу ударного действия в барабанных мельницах. В зависимости от вида дробящей среды различают мельницы шаровые, стержневые, галечные и самоизмельчения.

Барабаны, в которых загружены дробящие элементы и порода, вращаются с определенной скоростью. Измельчение происходит в результате перемешивания и соударения дробящих элементов и кусков породы.

Так как, по Риттингеру,  $N = e_S \Delta S / t$ , где  $N$  — полезная мощность мельницы,  $\Delta S = Q S_{уд} t$ , а  $S_{уд} = \frac{6}{\rho} \left( \frac{1}{d} - \frac{1}{D} \right)$ , то производительность мельницы

$$Q = \frac{N \rho D d}{6 e_S (D - d)}. \quad (8.83)$$

Используя формулу (8.78) и учитывая пластичность ( $k_{пл}$ ) породы, получим

$$Q = \frac{N \rho E}{\sigma_p^2 \left( \frac{D}{d} - 1 \right) k_{пл}}, \quad (8.84)$$

где  $\rho$  — плотность породы.

Удельные расходы энергии на дробление некоторых полезных ископаемых следующие:

	Удельный расход энергии, кВт·ч/т
Медные руды . . . . .	12,73
Магнетитовые руды . . . . .	9,97
Гематитовые руды . . . . .	12,84
Кварц . . . . .	13,57
Уголь . . . . .	13,00
Пиритовые руды . . . . .	8,93

Как и при других технологических процессах, в расчетах дробилок и мельниц часто используют эмпирические зависимости. Так, экспериментально установлена связь между удельным расходом дробящих плит  $q$  щековых дробилок и  $\sigma_{сж}$  пород:

$$q = 4,2 \cdot 10^{-15} \frac{k_k}{B_0^{0,7}} \sigma_{сж}^2, \quad (8.85)$$

где  $k_k$  — коэффициент кинематики, равный для дробилок с простым движением щеки — 1,0, со сложным — 4,5, с двумя щеками — 0,9;  $B_0$  — ширина отверстия дробилки, мм.

**Совершенствование дробления и измельчения** ведется в направлении использования немеханических методов воздействия на породы.

Так, по принципу с а м о и з м е л ь ч е н и я работают струйные мельницы, в которых энергия частицам для соударения сообщается струей сжатого воздуха, перегретого пара или газа. Струйные мельницы используются для тонкого и сверхтонкого измельчения.

Измельчение магнетитового кварцита в воздухо- и пароструйных мельницах обеспечивает более полное раскрытие (выделение из вмещающей породы) рудных минералов по сравнению с шаровым помолом. Воздействие в ы с о к о т е м п е р а т у р н о г о поля струи также способствует более полному раскрытию минералов и при этом, кроме того, может осуществляться одновременный обжиг руды (для дальнейшей магнитной сепарации).

Исследования показали, что в ряде руд (например, серных) способность раскрываться по контактам минеральных зерен увеличивается не с повышением, а с п о н и ж е н и е м т е м п е р а т у р ы. Это явление может быть использовано в струйных мельницах, где в качестве струи служит сверхзвуковой поток охлажденного азота.

Лабораторные исследования и эксперименты показали также высокую эффективность измельчения горных пород под действием в и б р а ц и й высокой частоты и э л е к т р о г и д р а в л и ч е с к о г о удара. Так как изменение прочностных и упругих характеристик различных минералов под воздействием высокочастотного э л е к т р о м а г н и т н о г о поля неодинаково, это обстоятельство может существенно улучшить эффект раскрытия минеральных зерен при дроблении, а значит и повысить качество последующего обогащения.

Предварительное ослабление горных пород воздействием токов высокой частоты также может повысить эффективность дробления и измельчения пород. Так, по данным исследований, при облучении сфалерита электромагнитным полем частотой 25 МГц и напряженностью 200—300 кВ/м величина затрачиваемой на его дробление работы уменьшается на 28%, апатита — на 7%, магнетита — в 2 раза, сидерита — в 6 раз.

## 8.10. Транспортирование горных пород

В большинстве случаев выбор способа транспортирования осуществляется только сравнительными методами с учетом степени дробления, влажности, абразивности и плотности пород.

Экономическая эффективность транспортирования и производительности средств транспорта зависят кроме их конструктивных параметров также от соответствия их свойствам перевозимых пород.

Средствами транспорта перемещают только измененные в процессах выемки и погрузки горные породы — разрушенные и разрыхленные. Эти породы характеризуются широким диапазоном свойств, по-разному влияющих на трудность их транспортирования. Целесообразно выделить и сопоставить характеристики пород, оказывающие основное влияние на трудность их перемещения.

В качестве основы сопоставления пород по сопротивляемости их перемещению принимается относительный показатель трудности транспортирования породы  $\Pi_T$ .

На выбор транспортных средств по степени использования их емкости и износостойкости основное влияние оказывают плотность, прочность и гранулометрический состав перемещаемой породы.

На трудность разгрузки породы, связанную с налипанием и примерзанием ее к рабочим поверхностям транспортных средств, решающее влияние оказывают содержание глинистых частиц и влажность породы.

Степень налипания и примерзания, а следовательно, выбор способов их предотвращения и очистки транспортных средств зависят от времени транспортирования породы и температуры воздуха.

При указанных предпосылках величина  $\Pi_T$  для условий открытых горных работ может быть определена из эмпирического выражения

$$\Pi_T = 6 \cdot 10^{-5} \gamma + 5d_{\text{ср}}A + 20wnBC, \quad (8.86)$$

где  $\gamma$  — объемный вес породы в образце, Н/м<sup>3</sup>;  $d_{\text{ср}}$  — средний размер куска породы в транспортном сосуде, м;  $A = 1 + \tau_{\text{сдв}} \times 10^{-7}$ ;  $w$  — влажность породы (в долях единицы);  $n$  — содержание в породе глинистых частиц (в долях единицы);  $B = 1 + \lg(t - 1)$ ;  $t$  — продолжительность транспортирования породы;  $C = 1 - 0,025 T$ ;  $T$  — температура воздуха, °С (учитывается только при  $T < 0^\circ \text{C}$ ).

Все транспортируемые горные породы по величине  $\Pi_T$  подразделяются на пять следующих классов:

I класс — весьма легкотранспортируемые ( $\Pi_T \leq 2$ );

II класс — легкотранспортируемые ( $2 < \Pi_T \leq 4$ );

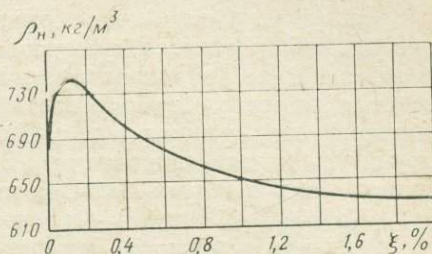
III класс — средней трудности транспортирования ( $4 < P_T \leq 6$ );

IV класс — труднотранспортируемые ( $6 < P_T \leq 8$ );

V класс — весьма труднотранспортируемые ( $8 < P_T \leq 10$ ).

Породы с  $P_T > 10$  относятся в внекатегорным. Введение показателя  $P_T$  позволяет упорядочить и облегчить выбор вида транспорта и производить технологические его расчеты.

Рис. 8.12. Влияние добавок керосина  $\xi$  на насыщенную массу  $\rho_n$  угля



Производительность транспорта, как правило, рассчитывают с использованием следующих характеристик пород: объемной массы  $\rho$ , насыщенной массы  $\rho_n$ , угла естественного откоса  $\varphi$  и коэффициента трения породы  $f_{тр}$ .

Например, производительность транспортирования породы конвейером с плоской лентой рассчитывают по формуле

$$\mathcal{Q} = 576B^2v\rho_n \operatorname{tg} \frac{\varphi}{2}, \quad (8.87)$$

где  $B$  и  $v$  — соответственно ширина и скорость движения конвейерной ленты.

Срок службы конвейерных лент зависит от гранулометрического состава транспортируемого материала. Для карбонатных пород установлена следующая зависимость между сроком службы  $t$  (в тыс. ч) и средним размером кусков  $d$  (в мм):

$$t = 8700d^{-1,33}. \quad (8.88)$$

При транспортировании пород коэффициент разрыхления  $k_p$  желательно иметь минимальным. Уменьшения  $k_p$  можно добиться соответствующим подбором гранулометрического состава пород (смешиванием мелких кусков породы с крупными), сотрясанием и т. д.

Более компактно частицы породы можно расположить, добавляя в нее углеводородные жидкости (керосин, изоамиловый спирт), обладающие смазочными свойствами и уменьшающие силы сцепления между частицами. Насынная масса угля в последнем случае увеличивается на 20% (рис. 8.12).

Одним из факторов, значительно влияющих на величину насыщенной массы горных пород, является влажность. Так, насынная масса угля имеет минимальное значение при содержании

влаги 6—7%. При увеличении влаги в породе появляются силы, препятствующие более плотной укладке раздробленной смеси. Они возникают при полном насыщении всех точек контакта капиллярной водой. Вода в контактах стремится занять объем с минимальной свободной поверхностью, препятствуя более плотной укладке частиц.

Для снижения влажности уголь сушат или добавляют в него гигроскопические вещества, например известь.

При гидротранспортировании особое внимание должно уделяться гранулометрическому составу, плотности и абразивности транспортируемых пород. От этих характеристик зависят диаметр трубопроводов, оптимальные скорости транспортирования, напоры и т. д. Так, при гидротранспортировании крупного гравия плотностью  $2,62 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$  скорость потока должна быть в 2 раза больше, чем при гидротранспортировании угля ( $\rho = 1,5 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ ) — соответственно 3,05 и 1,53 м/с.

Плотность пульсы  $\rho_n$  определяют по формуле

$$\rho_n = \frac{\rho_{от}(\rho_t + q\rho_v)}{q_v(\rho_{от} + \rho_t)}, \quad (8.89)$$

где  $\rho_{от}$ ,  $\rho_v$  — плотность соответственно породы и воды;  $\rho_t$  — объемная масса сухой породы в целике;  $q_v$  — удельный расход воды.

Методы доставки пород могут быть совершенствованы на основе более полного использования физических свойств транспортируемого материала.

Так, гидротранспорт можно совершенствовать путем использования жидкостей, имеющих большую плотность и низкую температуру замерзания. Транспортирование пород может осуществляться под действием электростатического или магнитного поля.

Развивается метод взрывной доставки руды в условиях подземной разработки месторождений. Установлено, что дальность падения кусков руды в данном методе зависит от ее плотности и прочности.

## 9. Управление состоянием массива горных пород

### Обогащение и геотехнология

#### 9.1. Осушение массивов

Процесс осушения сопутствует практически всем горным работам, так как обводненность массивов горных пород вызывает снижение их несущей способности, оползанию бортов карьеров и отвалов, прилипание и примерзание породы к механизмам, пучение и другие отрицательные явления. Осушением массивов пород достигается первоначальное упрочнение горных пород, повышение их устойчивости и т. д.

Так как процесс осушения связан с распространением воды в породах, ее накоплением и удалением из пород, в расчетах систем осушения непосредственно используются гидравлические характеристики пород — коэффициенты фильтрации и водопроницаемости, а также естественная влажность и водоотдача горных пород.

Предполагаемый водоприток  $Q$  в вертикальную горную выработку (в  $\text{м}^3/\text{ч}$ ) рассчитывают, используя заранее определенный коэффициент фильтрации  $k_{\phi}$  горных пород данного месторождения (рис. 9.1):

$$Q = 1,36k_{\phi} \frac{(2H - m)m}{\lg \frac{R}{r}}, \quad (9.1)$$

где  $H$  — напор подземных вод;  $R$  и  $r$  — радиусы соответственно депрессионной воронки и ствола;  $m$  — мощность напорного водоносного пласта.

Водоприток в горизонтальную горную выработку, пройденную в пласте большой мощности, приближенно определяют с учетом коэффициента водоотдачи  $\xi$  по формуле

$$Q = \frac{2lk_{\phi}mlh_y}{l \ln \frac{l + vt}{\sqrt{l^2 + 4h^2}} + 2 \left( vt \operatorname{arctg} \frac{l}{vt} - h \operatorname{arctg} \frac{l}{2h} \right)}, \quad (9.2)$$

где  $l$  — половина длины выработки;  $h_y$  — понижение уровня воды;  $v$  — отношение коэффициента фильтрации к водоотдаче;  $t$  — время откачки;  $h$  — глубина заложения выработки от статического уровня воды.

Водоприток в карьер приближенно (в случае безнапорных вод) рассчитывается по формуле

$$Q = 3,14k_{\phi} \frac{m^2 - H_0^2}{\ln \frac{R}{r_k}}, \quad (9.3)$$

где  $m$  — мощность водоносного горизонта;  $H_0$  — давление воды на бортах карьера;  $r_k$  — приведенный радиус карьера.

В основу всех этих расчетов положены уравнения, вытекающие из формулировки коэффициента фильтрации (см. раздел 1.6).

Фильтрационные характеристики пород применяются также для расчета площади осушения пород. Так, у с т а н о в и в -

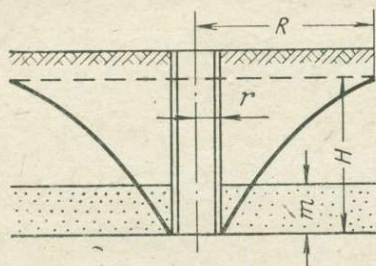


Рис. 9.1. Схема притока воды в вертикальную выработку, пересекающую напорный горизонт:

$R$  — радиус влияния;  $H$  — напор подаваемых вод;  $r$  — радиус выработки;  $m$  — мощность водоносного пласта

ш и й с я радиус депрессионной воронки  $R$  вокруг колодца может быть рассчитан по эмпирической формуле

$$R = 2h_y \sqrt{mk_{\phi}}, \quad (9.4)$$

Не установленный радиус депрессионной воронки

$$R = r_d + 1,5 \sqrt{at}, \quad (9.5)$$

где  $r_d$  — приведенный радиус реального контура дренажа;  $a = \frac{k_{\phi} h_{\text{ср}}}{\xi}$  — коэффициент уронепроводности;  $h_{\text{ср}}$  — средняя глубина потока воды при осушении;  $t$  — время осушения.

Использование фильтрационных характеристик пород в расчетах водоосушения — это только часть задачи осушения массива. В ряде случаев необходимо целенаправленное изменение фильтрационных характеристик массивов.

Так, в процессе фильтрации может произойти постепенное заиливание водоподводящих трещин и каналов к скважине и уменьшение водопритоков в осушающую скважину.

Для восстановления водопритока применяют методы, увеличивающие проницаемость массива пород, — торпедирование, простреливание, гидравлический разрыв пласта, соляно-кислотную обработку скважин и т. д. Торпедирование заключается во взрывании специальных зарядов взрывчатых веществ (торпед), в результате чего вокруг скважины образуется зона с повышенным коэффициентом фильтрации.

Соляно-кислотная обработка скважин производится в карбонатных породах. Кислота, залитая в скважину, вступает в реакцию с породами, что способствует разглинизации стенок, расширению водоподводящих трещин, образо-

ванию каналов выщелачивания. Для обеспечения более глубокого проникновения кислоты в пласт добавляют вещества, замедляющие реакцию нейтрализации (уксусную кислоту, нитробензол). Действие соляно-кислотной обработки распространяется на глубину 3—4 м и повышает дебит скважины в некоторых случаях до 20—30 раз.

Гидравлический разрыв пласта осуществляют закачиванием в скважину вязкой жидкости (водного раствора сульфита спиртовой барды, соляной кислоты и др.), содержащей значительное количество крупнозернистого песка. При достижении определенного давления в забое скважины жидкость разрывает пласт и происходит увеличение его водопроницаемости. Зерна песка препятствуют смыканию трещин после прекращения нагнетания жидкости в пласт. Необходимый объем закачиваемой жидкости определяют с учетом коэффициента проницаемости пород.

Достичь увеличения водопритока в породах, обладающих слабой водоотдачей, только путем разрыхления массива невозможно. В этом случае следует использовать физические методы воздействия с целью интенсификации притока воды без изменения коэффициента фильтрации пород. К таким методам относится использование явления электроосмоса, заключающегося в перемещении воды под действием электрического поля.

В электрическом поле на поверхности раздела частиц породы и воды возникает разность потенциалов (электрокинетический потенциал). При этом вода приобретает положительный заряд, а порода — отрицательный. Поэтому под воздействием внешнего электрического поля частицы воды перемещаются в сторону катода (электроосмос), а свободные частицы породы — в сторону анода (электрофорез).

Электроосмос целесообразно использовать в глинистых, илистых породах и пльвунах, так как они обладают очень малой водоотдачей и фильтрацией ( $k_f < 0,1$  м/сут). Например, в Подмосковном бассейне использование электроосмоса в сочетании с иглофильтрами привело к росту дебита последних в 4 раза.

## 9.2. Процессы разупрочнения

Разупрочнение (ослабление) пород — технологический процесс, применяемый либо с целью исключения буровзрывных работ, либо с целью повышения эффективности их. Ослаблению чаще всего подвергают мерзлые горные породы. Как известно, из-за смерзаемости рыхлых и связных пород на вскрышных работах при добыче мягких и влажных руд, глин, песка, гравия в зимнее время возникают существенные затруднения.

Многочерпаковые и роторные экскаваторы, а также бульдозеры и скреперы вообще не способны разрабатывать мерзлую горную породу без предварительной ее подготовки к выемке.

Глубина промерзания  $h$  пород определяется эмпирически

$$h = 2\lambda \sqrt{Tn}, \quad (9.6)$$

где  $\lambda$  — коэффициент теплопроводности породы;  $T$  — минимальная температура воздуха;  $n$  — число дней с отрицательной температурой.

При температуре воздуха минус  $25^\circ\text{C}$  примерно через месяц грунт промерзает до глубины 1,5 м. В то же время механические лопаты с ковшем емкостью  $0,5\text{--}1\text{ м}^3$  могут разрабатывать без предварительного рыхления лишь слой мерзлого грунта мощностью не более  $0,15\text{--}0,25\text{ м}$ , а емкостью  $3\text{--}4\text{ м}^3$  — мощностью до  $0,5\text{--}0,6\text{ м}$ .

Подготовка горных пород к выемке в зимний период включает три группы мероприятий: 1) предотвращение смерзания пород; 2) оттаивание пород; 3) рыхление смерзшихся пород.

Применение того или иного мероприятия зависит от свойств пород, производительности карьера и применяемых механизмов, характера добываемого полезного ископаемого и климатических условий.

Ослабление мерзлых пород осуществляют механическими и немеханическими методами.

Наиболее часто механическое рыхление осуществляют буровзрывными работами, рыхлителями, дизель-молотами и т. д.

При этом в расчетах производительности и параметров рыхления используют соответствующие горнотехнологические параметры пород. Так, глубину рыхления определяют с учетом удельного сопротивления  $k$  породы рыхлению ( $k = 2 \cdot 10^4 \div 4 \cdot 10^4\text{ Н/м}^2$ ).

При ослаблении мерзлых пород немеханическими методами используют явления поглощения электрической энергии породой, электропроводности влажной породы, теплопередачи и соответствующие тепловые и электрические свойства пород.

В случае поверхностного нагрева применимы закономерности распространения тепла в полубесконечном твердом теле (см. раздел 8).

Разогрев пород с поверхности при большой глубине нагрева длителен, мало производителен и дорог.

Так, для оттаивания почвы до глубины 45 см требуется непрерывно поддерживать температуру  $800^\circ\text{C}$  на поверхности породы в течение примерно 10 ч.

Оттаивание пород осуществляют также непосредственным пропусканием электрического тока по разогреваемому участку. На площади карьера, подлежащей оттаиванию, бурят шпуры, в которые помещают электроды так, чтобы их концы находились в талой породе. При подключении напряжения образуется замкнутая электрическая цепь в талой породе, так как электропроводность талой породы во много раз выше, чем мерзлой (рис. 9.2).

Слой, по которому протекает ток, нагревается и передает тепло вышележащему слою, который после оттаивания сам начинает проводить ток. Постепенно процесс оттаивания достигает поверхности.

Наиболее перспективны методы оттаивания током высокой частоты, не требующие бурения шпуров и большого числа электродов (см. рис. 9.2). При этом ток высокой частоты

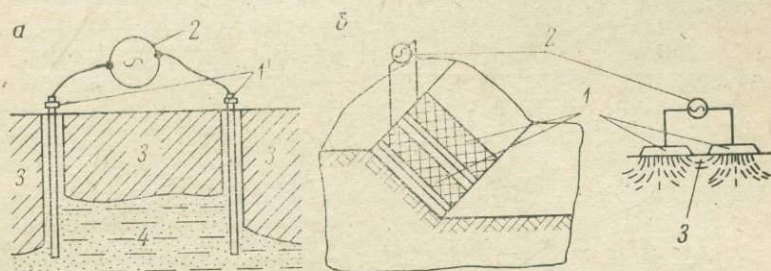


Рис. 9.2. Электрический способ оттаивания грунта:

а — токами низкой частоты; б — токами высокой частоты: 1 — электроды; 2 — генератор тока; 3 — оттаиваемый слой; 4 — талая порода

в основном поглощается льдом. Действительно, при температуре  $T_0 = -15^\circ \text{C}$  фактор потерь  $\varepsilon_{\text{л}} \text{tg } \delta_{\text{л}}$  льда составляет 2,4, а  $\varepsilon \text{tg } \delta$  кварцевого песка около 0,05.

Общее количество тепла  $Q_1$ , необходимое для таяния льда, объем которого в породе  $V_{\text{л}}$ , составляет

$$Q_1 = [(T_{\text{пл}} - T_0) c_{V_{\text{л}}} + q_{\text{пл}}] V_{\text{л}}, \quad (9.7)$$

где  $T_{\text{пл}}$  — температура плавления льда, К;  $c_{V_{\text{л}}}$  — объемная теплоемкость льда, Дж/(м<sup>3</sup>·К);  $q_{\text{пл}} = 3,3 \cdot 10^8$  Дж/м<sup>3</sup> — теплота плавления льда.

Приравняв  $Q_1 = Q_2$ , где  $Q_2$  — количество тепла, выделившееся в породе за счет поглощения тока высокой частоты [см. уравнение (6.33)], можно рассчитать время плавления льда

$$t_{\text{пл}} = \frac{q_{\text{пл}}}{55,5 \varepsilon_{\text{л}} \text{tg } \delta_{\text{л}} E_0^2}. \quad (9.8)$$

Поскольку тепло выделяется непосредственно в плавящемся объеме вещества, то теплопроводность играет только отрицательную роль, из-за теплопроводности происходит отвод тепла от плавящегося объема и непроизводительный нагрев остальной части породы.

Так как нагрев породы происходит от исходной температуры  $T_0$  до температуры плавления льда  $T_{\text{пл}}$ , можно записать с поправкой

на нагреваемый дополнительный объем (в случае отсутствия выделения в нем тепла)

$$t_{\text{пл}} = \frac{(T_{\text{пл}} - T_0) c_{V_{\text{п}}} + q_{\text{пл}} V'_{\text{л}}}{55.5 \varepsilon_{\text{л}} \text{tg } \delta_{\text{л}} f E_{\text{э}}^2 V'_{\text{л}}}, \quad (9.9)$$

где  $c_{V_{\text{п}}}$  — объемная теплоемкость мерзлой породы;  $V'_{\text{л}}$  — относительный объем льда.

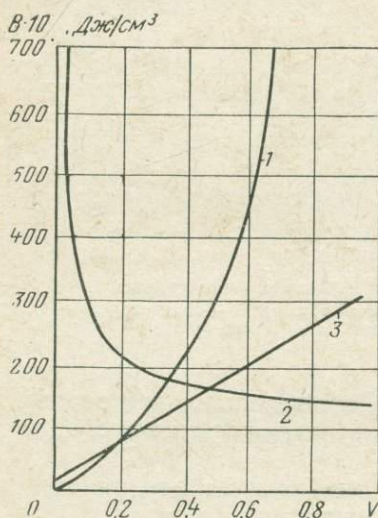


Рис. 9.3. Зависимость критерия  $B$  (эффективности плавления компоненты породы) от относительного объемного содержания компоненты  $V$  при электрических параметрах плавящегося (пл) и неплавящегося (н) компонент:

- 1 —  $\varepsilon_{\text{пл}} \text{tg } \delta_{\text{пл}} \gg \varepsilon_{\text{н}} \text{tg } \delta_{\text{н}}$ ;
- 2 —  $\varepsilon_{\text{пл}} \text{tg } \delta_{\text{пл}} \ll \varepsilon_{\text{н}} \text{tg } \delta_{\text{н}}$ ;
- 3 —  $\varepsilon_{\text{пл}} \text{tg } \delta_{\text{пл}} = \varepsilon_{\text{н}} \text{tg } \delta_{\text{н}}$

Фактор  $B$  (критерий эффективности нагрева) в случаях, подобных описанному, может быть представлен следующим образом:

$$B = 55,5 t_{\text{пл}} E_{\text{э}}^2 = \frac{(T_{\text{пл}} - T_0) c_{V_{\text{п}}} + q_{\text{пл}} V'_{\text{л}}}{\varepsilon_{\text{л}} \text{tg } \delta_{\text{л}} V'_{\text{л}}}. \quad (9.10)$$

Если же грунт сложен из минералов, при которых происходит высокочастотный нагрев как льда, так и вмещающей породы ( $\varepsilon_1 \text{tg } \delta_1 = \varepsilon_2 \text{tg } \delta_2$ ), то после расчетов и преобразований получаем:

$$t_{\text{пл}} = \frac{(T_{\text{пл}} - T_0) c_{V_{\text{п}}} + q_{\text{пл}} V'_{\text{л}}}{55.5 \varepsilon \text{tg } \delta f E_{\text{э}}^2}; \quad (9.11)$$

$$B = \frac{(T_{\text{пл}} - T_0) [c_{V_{\text{п}}} (1 + V'_{\text{л}}) + c_{V_{\text{л}}} V'_{\text{л}}] + q_{\text{пл}} V'_{\text{л}}}{\varepsilon \text{tg } \delta}. \quad (9.12)$$

Зависимость параметра  $B$  от объемного содержания плавящегося компонента при различном соотношении свойств компонент представлена на рис. 9.3.

Один из способов термического ослабления мерзлых грунтов заключается в разбурировании мерзлого слоя пород термобуром. При этом создается определенная сетка шпуров, которые значительно ослабляют мерзлую корку и позволяют осуществить ее окончательное разрушение непосредственно экскаваторами.

Ослаблению подвергают не только мерзлые грунты, но и скальные и полускальные горные породы. При этом используют увлажнение пород и другие физические воздействия.

Как известно (см. раздел 6.1), влажные породы обладают меньшей прочностью. На этом свойстве основаны методы ослабления угля нагнетанием в пласт воды под давлением через шпуров или скважины. Вода, распространяясь по плоскостям напластования и трещинам, раздвигает их, создает дополнительную трещиноватость и снижает прочность угля на 30—40%. Это, в свою очередь, позволяет увеличить производительность очистных комбайнов, выход крупных фракций угля и на 60—85% снизить запыленность рудничной атмосферы.

Влияние воды увеличивается при растворении в ней адсорбирующихся поверхностно-активных веществ (понижителей твердости), увеличивающих подвижность воды. Этот метод основан на распространении флюидов в породах, и поэтому расчет его производят с учетом коэффициента фильтрации и влажности горных пород.

Скальные породы можно предварительно ослаблять воздействием высокочастотного электрического поля, инфракрасными излучателями и т. д. (см. разделы 8.4—8.9).

Ослабление массива можно достигнуть также пропусканием через породу постоянного электрического тока; явление электролиза приводит к росту дефектов в породе, увеличению ее пористости и снижению прочности. Эффективность ослабления пород этими методами существенно зависит от состояния массива горных пород, крупности породообразующих минералов (чем меньше зерна минералов, тем большая требуется скорость нагрева) и комплекса электрических, тепловых, упругих и прочностных свойств пород.

### 9.3. Упрочнение пород

Борьбу с проявлениями горного давления ведут не только путем крепления горных выработок, но и непосредственно упрочнением пород, окружающих выработки. При этом используют физические явления уплотнения пород в результате тампонажа, искусственного замораживания, химического и электрохимического закрепления, электроплавания, а также воздействия энергией взрыва. Тампонаж пород состоит в нагнетании через скважины в закрепляемый массив под давлением тампонажного раствора, способного вытеснить из трещин и пустот воду, заполнить их и затвердеть; по типу используемых растворов тампо-

наж подразделяют на цементацию, глинизацию и битуминизацию.

В расчетах тампонажа используют плотностные свойства пород и характеристики проницаемости массива. Так, давление нагнетаемого раствора зависит от глубины  $H$  залегания тампонируемого пласта; оно должно быть выше горного давления  $\gamma H$  на данной глубине и выше давления пластовых вод.

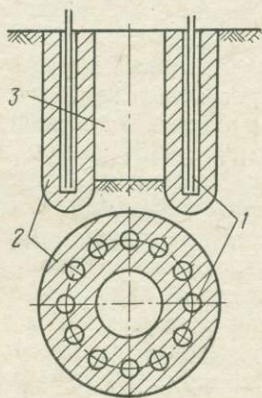


Рис. 9.4. Схема упрочнения пород замораживанием:

1 — замораживающие скважины; 2 — ледопородный цилиндр; 3 — ствол шахты

Искусственное замораживание широко используется при проходке шахтных стволов и подземных выработок в обводненных и рыхлых породах. Его осуществляют через специальные замораживающие колонки и скважины, пробуренные по контуру замораживаемой выработки (рис. 9.4).

По колонкам циркулирует хладагент (аммиак, углекислота, фреоны), при этом вокруг них происходит замерзание породы. Когда замерзание распространяется по всему контуру выработки, образуется ледопородный цилиндр, упрочняющий породу и изолирующий внутренние участки от окружающих водообильных слоев.

Размеры ледопородного цилиндра (ограждения) обусловлены требуемой прочностью.

Для ограждения большой (бесконечной) высоты его внешний  $b$  и внутренний  $a$  радиусы оценивают по формуле

$$\frac{b}{a} = \left[ 1 + \frac{\beta - 1}{2K_{\text{сц}} \sqrt{\beta}} \sigma_{\text{рд}} \right]^{\frac{1}{\beta - 1}}, \quad (9.13)$$

где  $\beta = \text{tg}^2 \left( 45^\circ + \frac{\varphi}{2} \right)$ ;  $\sigma_{\text{рд}}$  — внешнее радиальное равномерно распределенное горное давление (см. раздел 9.4);  $K_{\text{сц}}$  и  $\varphi$  — сцепление и угол внутреннего трения замороженной породы.

Для ограждения конечной высоты соответственно

$$b - a = 1,73h \frac{\sigma_{\text{рд}}}{\sigma_{\text{дл}}}, \quad (9.14)$$

где  $h$  — высота ограждения;  $\sigma_{\text{дл}}$  — длительный предел прочности замороженной породы при одноосном сжатии за расчетный период.

Учет времени в расчетах на прочность мерзлых пород особенно важен, так как они обладают ярко выраженными реологическими свойствами. Так, при температуре  $-20^{\circ}\text{C}$  предел прочности глины при сжатии в первые 10 мин составляет  $7 \cdot 10^6$  Па, а после действия нагрузки в течение 24 ч —  $4,5 \cdot 10^6$  Па, предел прочности мерзлого песка — соответственно  $1,3 \cdot 10^7$  и  $7 \cdot 10^6$  Па.

Для получения ледопородной стенки требуемой толщины необходимо рассчитать время циркуляции хладагента, которое зависит от тепловых свойств пород — коэффициента теплопроводности и удельной теплоемкости.

Закрепление пород химическим воздействием (силикатизация) заключается в том, что в породу нагнетают два химических раствора (коллоидный раствор силиката натрия — жидкое стекло и раствор хлористого кальция). Растворы вступают в реакцию между собой, в результате которой выделяется гидрогель кремневой кислоты и происходит закрепление породы. Получившаяся прочная масса не растворяется в воде.

Силикатизация успешно применяется в среднезернистых плотных породах при  $k_{\text{ф}} = 5 \div 80$  м/сут. Силикатизации не поддаются глины, пльвуны и илы с  $k_{\text{ф}} = 10^{-2} \div 10^{-3}$  м/сут. В лёссовые породы достаточно нагнетать только жидкое стекло, так как лёсс содержит сернокислые соли, которые заменяют раствор хлористого кальция.

Для химического закрепления применяют также другие растворы (карбамидную смолу, менозоль и др.).

Электрохимическое закрепление осуществляют путем пропускания постоянного электрического тока через влажные породы. В результате реакции калий и натрий замещаются водородом, алюминием или железом, и в породе образуются гидраты окиси металлов (например, боксит).

При электрохимическом закреплении глина теряет 30—40% влаги, существенно возрастает ее предел прочности при сжатии. Грунт приобретает способность не размокать в воде и не теряет прочности после прекращения электрозакрепления.

При электроплавании водоносные пески нагревают пропусканием электрического тока до температуры  $1700$ — $1800^{\circ}\text{C}$ , в результате чего песок расплавляется. Остывшая масса образует стекловидное вещество высокой прочности, водонепроницаемое и не разрушаемое агрессивными растворами. При использовании электроплавания пльвунов в Подмосковном угольном бассейне была получена толщина сплавленной корки 60—70 см. Расход электроэнергии составил  $8600$  кВт·ч на  $1 \text{ м}^3$  расплава.

Уплотнение пород в зрывом применяют для создания и одновременно укрепления различных полостей в массивах

связных пород — лёссах, глинах и суглинках. Специальные заряды ВВ располагают в скважине на всю ее длину. Взрыв происходит без выброса породы. При взрыве образуется выемка, диаметр которой в 20 раз больше диаметра скважины. Стенки выемки уплотняются настолько, что она может оставаться без крепления длительное время.

#### 9.4. Поддержание подземных выработок

Как известно, горное давление (см. раздел 6.2) в массивах горных пород обусловлено в первую очередь собственным весом пород (гравитационными силами) и тектоническими напряжениями.

Вертикальные напряжения  $\sigma_z$ , вызванные действием гравитационных сил на глубине  $H$ , могут быть рассчитаны по известному объемному весу пород  $\gamma$ :

$$\sigma_z = \gamma H. \quad (9.15)$$

Горизонтальные напряжения  $\sigma_x$  и  $\sigma_y$ , вызванные горизонтальными составляющими гравитационного поля, рассчитывают, используя уравнения теории упругости:

$$\sigma_x = \sigma_y = \frac{\nu}{1-\nu} \gamma H. \quad (9.16)$$

Величину  $\nu/1-\nu$  называют коэффициентом бокового распора  $k_6$ . Он находится в пределах 0,2—0,9. Так, для глин Подмосквового бассейна  $k_6$  составляет 0,7—0,98, для глинистых сланцев Донбасса — 0,72—0,92, для глинистых песчаников КМА — 0,45.

Наряду с напряжениями, вызванными действием гравитационных сил, в массивах пород существует поле тектонических напряжений, возникающих вследствие тангенциального сжатия земной коры. Тектонические напряжения в первом приближении можно принять горизонтальными. Часто тектонические напряжения превосходят гравитационные в десятки раз. Поэтому далеко не всегда можно принимать давление, возникшее в массивах пород, как гидростатическое.

При проведении горных выработок нарушается равновесное состояние пород, образуется новое поле напряжений, характер которого зависит от глубины заложения выработки, ее формы и размеров, состояния и свойств массива пород. Для расчета нового поля напряжений используют различные гипотезы горного давления, основанные на разных предпосылках о состоянии массива пород. В одних гипотезах считают, что массив пород представляет собой дезинтегрированную среду или только с трением между частями породы, или с трением и сцеплением, подчиняющуюся законам сыпучих тел, в других — сплошную однородную среду, подчиняющуюся законам теории упругости; в тре-

тых — сложную среду, состоящую из плит (балок) различной толщины и прочности.

Для случая сплошной однородной среды, подчиняющейся законам теории упругости, новое напряженное состояние определяется по напряжениям, имеющим место в ненарушенном массиве.

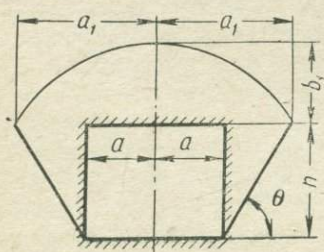


Рис. 9.5. Элементы свода давления (обрушения):

$2a$  — ширина выработки;  $2a_1$  — ширина свода обрушения;  $h$  — высота свода обрушения

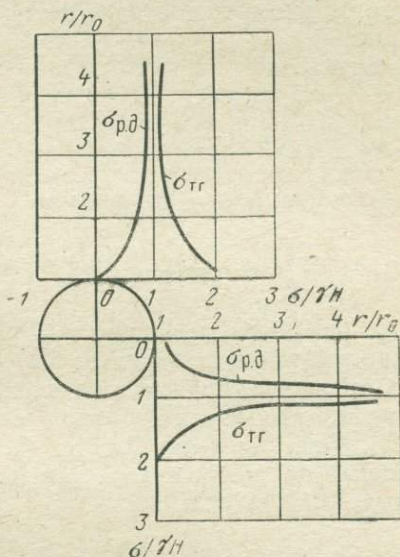


Рис. 9.6. Эпюры радиальных  $\sigma_{рд}$  и тангенциальных (окружных)  $\sigma_{тг}$  напряжений вокруг горизонтальной выработки круглой формы

Так, для выработки круглого сечения распределение радиальных  $\sigma_{рд}$  и тангенциальных  $\sigma_{тг}$  напряжений может быть вычислено по формулам:

$$\sigma_{рд} = \left(1 - \frac{r_0^2}{r^2}\right) \left[ \frac{\sigma_3 + \sigma_1}{2} - \frac{\sigma_3 - \sigma_1}{2} \left(1 - 3 \frac{r_0^2}{r^2}\right) \cos 2\theta \right]; \quad (9.17)$$

$$\sigma_{тг} = \frac{\sigma_3 + \sigma_1}{2} \left(1 + \frac{r_0^2}{r^2}\right) + \frac{\sigma_3 - \sigma_1}{2} \left(1 + 3 \frac{r_0^2}{r^2}\right) \cos 2\theta; \quad (9.18)$$

где  $r_0$  — радиус сечения выработки;  $r$  и  $\theta$  — текущие полярные координаты;  $\sigma_3$  и  $\sigma_1$  — компоненты тензора напряжений в нетронутом массиве.

Из формул (9.17) и (9.18) видно, что если  $\sigma_3 = \sigma_1$ , то все напряжения являются сжимающими; если  $\sigma_1 > \sigma_3$ , то в кровле возникают растягивающие напряжения, а в боках выработки — сжимающие.

Гипотеза свода давления предполагает существование среды, в которой проводится выработка. В этом случае на кровлю выработки давит лишь часть породы, оконтуренная так называемым сводом давления (рис. 9.5), в объеме которого порода отделяется от всего массива и при отсутствии крепи обрушается.

Очевидно, что для расчетов горного давления и параметров крепи необходимо выбрать гипотезу, которая бы наиболее близко описывала конкретный массив пород.

Так, в скальных породах согласно формулам (9.17) и (9.18) напряжения вокруг горизонтальной выработки круглой формы (при условии, что первоначальное напряженное состояние нетронутого массива было гидростатическим) (рис. 9.6) будут следующими:

радиальные

$$\sigma_{рд} = \gamma H \left( 1 - \frac{r_0^2}{r^2} \right); \quad (9.19)$$

тангенциальные (окружные)

$$\sigma_{тг} = \gamma H \left( 1 + \frac{r_0^2}{r^2} \right), \quad (9.20)$$

где  $r_0$  — радиус выработки;  $r$  — расстояние от центра выработки до данной точки в массиве.

В прочном, упругом и изотропном массиве вокруг вертикального шахтного ствола круглой формы возникают [см. формулы (9.17) и (9.18)] радиальные  $\sigma_{рд}$  и тангенциальные  $\sigma_{тг}$  напряжения, рассчитываемые по уравнениям, подобным (9.19) и (9.20):

$$\sigma_{рд} = \frac{\nu}{1-\nu} \gamma H \left( 1 - \frac{r_0^2}{r^2} \right); \quad (9.21)$$

$$\sigma_{тг} = \frac{\nu}{1-\nu} \gamma H \left( 1 + \frac{r_0^2}{r^2} \right). \quad (9.22)$$

Стенки ствола будут устойчивы, если

$$\sigma_{тг} = \frac{2\nu}{1-\nu} \gamma H < \sigma'_{сж}, \quad (9.23)$$

где  $\sigma'_{сж}$  — предел прочности породы при двухосном сжатии.

Если выработки пройдены в рыхлых породах, то расчеты нагрузки на крепь производят исходя из теории свода давления и при этом получают иные величины горного давления.

Согласно этой теории давление на кровлю горизонтальной выработки равно

$$\sigma = 2ab\gamma, \quad (9.24)$$

где  $2a$  — ширина выработки;  $b$  — полная высота свода обрушения (давления):

$$b = \frac{1}{f} \left[ a + h \operatorname{ctg} \left( 45^\circ + \frac{\beta}{2} \right) \right], \quad (9.25)$$

где  $f$  — коэффициент крепости пород;  $h$  — высота выработки;  $\beta = \arctg f$  — угол внутреннего сопротивления пород кровли.

При высоких значениях суммарных напряжений, действующих на выработку, происходят различные нарушения — сдвигание горных пород, разрушение кровли, стенок выработки и целиков, горные удары и внезапные выбросы угля, породы и газов.

Выработки, пройденные в слабых породах, крепят различной крепью (деревянной, металлической, бетоном). В устойчивых скальных породах выработки оставляют без крепления. Очистное пространство на время разработки данного участка поддерживают от обрушения либо крепью, либо оставлением целиков определенной формы и размеров (ленточных — при длине целика  $l$ , значительно большей ширины  $b$ , и столбовых — при  $l \approx b$ ).

При проектировании схем поддержания горных выработок и управления горным давлением вычисляют:

- 1) максимальные размеры возможного незакрепленного пространства выработок;
- 2) характер возможного распределения напряжений с целью учета наиболее опасных зон их концентрации;
- 3) конструктивные параметры крепи;
- 4) размеры целиков.

Так, участок шахтного ствола  $H_0$ , пройденного в скальных породах, который можно оставить незакрепленным, приближенно рассчитывают по формуле

$$H_0 = \frac{2}{\gamma} \frac{K_{\text{сц}} \cos \beta}{\sin^2 \left( 45^\circ - \frac{\beta}{2} \right)} - 2H, \quad (9.26)$$

где  $\beta$  — угол внутреннего сопротивления пород;  $\gamma$  — объемный вес пород вокруг незакрепленной части ствола;  $K_{\text{сц}}$  — сцепление пород;  $H$  — высота толщи пород, соответствующей закрепленной части ствола.

В расчете величины  $K_{\text{сц}}$  и  $\beta$  берут с учетом необходимого запаса устойчивости обнажения, равного 2—3.

Предельная длина устойчивой в незакрепленном состоянии горизонтальной выработки вычисляется по формуле

$$l_{\text{пр}} = 7 \frac{\sigma_p}{\gamma}. \quad (9.27)$$

Гипотеза балок дает иное выражение для расчета предельного пролета такой же выработки:

$$l_{\text{пр}} = \sqrt{n \frac{4\sigma_p h}{3\gamma}}. \quad (9.28)$$

где  $n = 1,3 \div 7,2$  — коэффициент, зависящий от состояния массива и степени закрепления слоев кровли;  $h$  — мощность слоев кровли.

Расчет целиков также производят с использованием прочностных и плотностных параметров горных пород.

Так, согласно методу акад. Л. Д. Шевякова, несущая способность столбовых целиков  $F$  при камерно-столбовой системе разработки вычисляется по формуле

$$F = \sigma_{сж} k_m S_{ц} \sqrt{\frac{a_{ц}}{h_{ц}}}, \quad (9.29)$$

где  $k_m = k_{тр} \left(1 - 3 \frac{S_n}{\sigma_{сж}}\right)$  — коэффициент однородности рудного массива,  $S_n$  — среднеквадратичное отклонение предела прочности пород при сжатии;  $S_{ц}$  — площадь целика;  $a_{ц}$  — наименьшая ширина целика;  $h_{ц}$  — высота целика;  $k_{тр} < 1$  — коэффициент трещиноватости рудного массива.

Вертикальная нагрузка на целик  $F_1$  равна

$$F_1 = \gamma H S_k \cos \alpha, \quad (9.30)$$

где  $H$  — высота свода давления;  $S_k$  — площадь кровли, приходящейся на один целик;  $\alpha$  — угол падения залежи.

Приравняв  $F = F_1 n$  (где  $n = 2 \div 3$  — коэффициент запаса прочности), вычисляют параметры целика.

Ширина ленточного целика  $a$  при горизонтальном залегании месторождения может быть подсчитана по формуле

$$a = \frac{A \gamma H_n}{\frac{\sigma_{сж}}{n} - \gamma H_n - h_{ц} \gamma}, \quad (9.31)$$

где  $A$  — ширина камеры;  $\gamma$  — средний объемный вес налегающих пород;  $H_n$  — мощность налегающих пород;  $\gamma_1$  — объемный вес пород в целике.

Расчет давления на призабойную крепь при разработке угольных месторождений в случае относительно слабых пород кровли производится на основе теории свода обрушения.

Передняя часть свода располагается впереди лавы на расстоянии  $s$ , задняя часть находится на границе пород, которые претерпевают уплотнение. Установлено, что длина средней части  $2a \approx \approx 75$  м.

Над рядом крепи, находящимся на расстоянии  $b$  от забоя, высота свода может быть подсчитана по формуле (рис. 9.7)

$$b_x = b_{\max} - y_x = \frac{2a(b+s) + (s^2 - b^2)}{(a+s)f}, \quad (9.32)$$

где  $b_{\max}$  — максимальная высота свода давления;  $a + s$  — полупролет свода;  $y_x$  — координата точки свода.

Эмпирически установлено, что  $s \approx \sqrt{\gamma H / f}$ .

Напряжения  $\sigma_{заб}$ , возникающие в призабойном пространстве, равны

$$\sigma_{заб} = b_x \gamma. \quad (9.33)$$

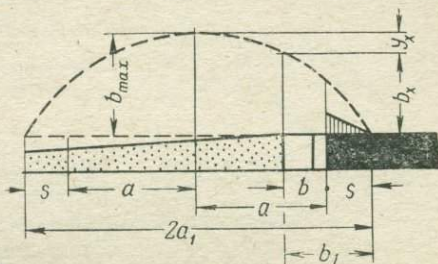
Если в кровле залегают рыхлые малосвязные породы, расчет изменяется. В этом случае давление на крепь вызывается весом пород в призме, отрывающейся от массива и поворачивающейся в сторону выработанного пространства.

Поэтому

$$\sigma_{заб} = \gamma h_{пр}, \quad (9.34)$$

где  $h_{пр} = \frac{S}{k_p - 1}$  — высота призмы отрыва;  $S$  — площадь очистного забоя;  $k_p$  — коэффициент разрыхления пород.

Рис. 9.7. Схема к расчету горного давления на призабойную крепь при разработке угольных месторождений



Если в кровле или почве выработки залегают слабые неустойчивые породы, при разработке в соответствующих местах оставляют часть залежи полезного ископаемого для предупреждения обрушения выработок. Эта часть залежи называется предохранительной толщей.

Если над угольным пластом залегают плавун, то приблизительная мощность предохранительной толщи  $h_T$  будет примерно равна:

$$h_T \approx \frac{3\gamma l^2}{4\sigma_p}, \quad (9.35)$$

где  $l$  — пролет выработки.

В результате разработки месторождения происходит обрушение или оседание пород над выработанным пространством, которое может достигнуть поверхности Земли (сдвигание пород). Площадь поверхности, захватываемая сдвижением, зависит от величины углов сдвигания  $\delta$ .

Процесс сдвигания обусловлен геологическими факторами и геометрическими размерами рудных тел, тектоническими и гидрогеологическими явлениями, системой разработки, прочностными свойствами массивов и их трещиноватостью.

Аналитический учет всех указанных факторов практически невозможен. Установлены лишь отдельные эмпирические взаимозависимости. Так, обнаружено, что угол сдвигания  $\delta$  зависит от коэффициента крепости горных пород.

Для месторождений, сложенных слоистыми породами,

$$\delta = 55 + 1,5f - 0,45\alpha. \quad (9.36)$$

Для массивных пород

$$\delta = 55 + \frac{10f}{\ln \frac{H}{d}} - 0,45\alpha, \quad (9.37)$$

где  $H$  — глубина залегания массива;  $d$  — средний размер элементарного структурного блока пород, из которых сложен массив;  $\alpha$  — угол падения пород.

### 9.5. Устойчивость бортов карьеров и отвалов

Обеспечение устойчивости уступов и бортов карьеров осуществляется правильным выбором углов откоса и высоты бортов и ус-

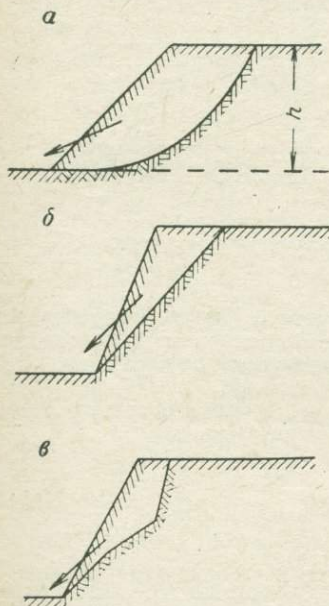


Рис. 9.8. Различные формы поверхностей сдвижения откосов бортов карьеров:

$a$  — цилиндрическая;  $b$  — плоская;  $c$  — сложная

тупов. При этом важнейшими факторами, обуславливающими значения конечных величин расчета, являются нарушенность массивов и их трещиноватость.

В ненарушенном массиве критическая высота  $H_k$  вертикального уступа может быть определена из формулы горного давления (9.15):

$$H_k = \frac{\sigma_{сж}}{\gamma} \quad (9.38)$$

Фактически эта величина значительно меньше из-за трещиноватости массивов, наличия грунтовых вод и воздействия горнотехнологических процессов (взрывные работы).

Методы расчета углов откоса необводненных бортов карьеров подразделяются в зависимости от формы поверхности их обрушения (рис. 9.8) на три группы. Существуют цилиндрическая, плоская и сложная поверхности обрушения. Первые два вида поверхностей обрушения характерны для откосов, сложенных однородными породами, последний — для слоистых и трещиноватых пород.

В расчетах используют объемный вес  $\gamma$ , угол внутреннего трения  $\varphi$  и сцепление  $K_{сц}$  пород. Кроме того, в качестве сравнительных, классификационных признаков используют трещиноватость массива, гранулометрический состав пород, их влажность, пластичность и пористость.

Установлено, что в случаях цилиндрической поверхности обрушения высота откоса  $h$  приближенно может быть определена по формуле

$$h = \frac{BK_{сц}}{\gamma(\eta - A \operatorname{tg} \varphi)}, \quad (9.39)$$

где  $\eta = 1,1 \div 1,5$  — коэффициент устойчивости — отношение момента сил удерживающих к моменту сил сдвигающих;  $A$  и  $B$  — коэффициенты, зависящие от геометрических размеров сползающего клина.

Если поверхность скольжения проходит через нижнюю кромку откоса, то при уклоне откоса 1 : 1  $A = 2,34$ ,  $B = 5,79$ . В практических расчетах поверхность обрушения часто принимают за плоскость. Тогда высота уступа  $h$  зависит от устойчивого угла откоса  $\alpha_y$  следующим образом (уравнение П. М. Цимбаревича):

$$h = \frac{2K_{\text{сц}} \sin \alpha_y \cos \varphi}{\gamma \sin^2 \frac{\alpha_y - \varphi}{2}} \quad (9.40)$$

Предел ьную глубину карьера по условию устойчивости бортов, ослабленных трещинами и плоскостями напластования, определяют по формуле Г. Л. Фисенко

$$H = \frac{2K_{\text{сц}}}{\gamma} \operatorname{ctg} \left( 45^\circ - \frac{\varphi}{2} \right) \left( 1 - \operatorname{ctg} \alpha_y \operatorname{tg} \frac{\varphi_0}{2} \right)^{-1}, \quad (9.41)$$

где  $\varphi$  и  $\varphi_0$  — углы внутреннего трения пород соответственно по напластованию и под углом, к напластованию.

Допустимая высота борта карьера  $H$  в скальных трещиноватых породах с двумя системами трещин под углами  $\delta$  и  $\beta$  может быть подсчитана также по формуле ( $\delta < \beta$ )

$$H = A + \sqrt{(H_0 - A)^2 + H_0 B}, \quad (9.42)$$

где

$$H_0 = A - \frac{B}{2};$$

$$A = \frac{K'_{\text{сц}} \cos \varphi' \cos \varphi'_T \sin \beta}{\gamma \sin (\beta - \delta) \sin (\beta - \varphi') \cos (\beta - \delta + \varphi')};$$

$$B = \frac{2 K'_{\text{сц.т}} \cos \varphi'_T \sin \delta}{\gamma \sin (\beta - \delta) \sin (\beta - \varphi'_T)},$$

где  $\varphi'_T$  и  $K'_{\text{сц.т}}$  — угол внутреннего трения и сцепление по поверхности ослабления, расположенной под углом  $\beta$  к горизонту;  $\varphi'$  и  $K'_{\text{сц}}$  — то же, по поверхности ослабления;  $\delta$  — угол наклона трещин, совпадающих с углом откоса борта карьера.

## 9.6. Тепловой режим шахт и рудников

При подземной разработке месторождений полезных ископаемых задача регулирования теплового режима горных выработок имеет важное значение, особенно на больших глубинах и в районах вечной мерзлоты.

В соответствии с санитарными нормами температура воздуха в зоне работы людей должна быть не выше  $26^{\circ}\text{C}$  при соответствующей скорости движения вентиляционной струи.

Параметры вентиляционных струй необходимо рассчитывать с учетом тепловых свойств массивов горных пород, омываемых воздушным потоком.

Температура воздуха в воздухоподающем стволе  $T_{\text{в}}$  на глубине  $H$  рассчитывается по формуле

$$T_{\text{в}} = T_{\text{вн}} + RH + 0,5 (\Gamma - R) H^2 P m f(t), \quad (9.43)$$

где  $T_{\text{вн}}$  — температура поступающего в выработку воздуха;  $R$  — конвективный градиент, образующийся от абсолютных источников тепла,  $^{\circ}\text{C}/\text{м}$ ;  $\Gamma$  — геотермический градиент пород,  $^{\circ}\text{C}/\text{м}$ ;

$$P = \frac{0,9\lambda\Pi}{Qc_{\text{в}}V\bar{a}}, \quad (9.44)$$

где  $\lambda$  — коэффициент теплопроводности породного массива;  $\Pi$  — периметр выработки;  $Q$  — количество подаваемого воздуха;  $c_{\text{в}}$  — объемная теплоемкость воздуха;  $\bar{a}$  — температуропроводность пород:

$$m = \frac{2\sqrt{t}}{\sqrt{t} + \sqrt{t_1}}; \quad (9.45)$$

$t$  и  $t_1$  — время, истекшее соответственно с момента начала и окончания проведения выработки;

$$f(t) = \frac{1}{\sqrt{t}} \left( 1 + 0,45 \sqrt[4]{\frac{at}{D^2}} \right), \quad (9.46)$$

$D$  — диаметр выработки.

Если в обычных условиях проветривание выработки приводит к постепенному снижению температуры, то при проветривании выработок, пройденных в мерзлых породах, происходит нагревание массива пород, окружающего выработку.

Одно из основных требований техники безопасности для шахт, расположенных в районах вечной мерзлоты, — предотвращение прогрессирующего оттаивания мерзлых пород вокруг выработок, так как в дисперсных породах даже при небольших значениях глубины оттаивания возникает опасность деформирования крепи, ее давливание в почву, оползание выработок и т. д.

Тем не менее для создания нормальных санитарно-гигиенических условий труда рабочих в шахтах, расположенных в районах вечной мерзлоты, в зимнее время необходимо подавать в выработку теплый воздух, а в летнее время — охлажденный.

Таким образом, изучение процессов тепло- и массообмена и тепловых свойств мерзлых пород в зависимости от температуры позволяет правильно выбрать тепловой режим шахт и рудников.

## 9.7. Процессы обогащения полезных ископаемых

Обогащение осуществляют с целью получения полезных компонентов и концентратов полезных ископаемых, качество которых удовлетворяло бы требованиям либо их промышленного использования, либо дальнейшей переработки. Качество продуктов обогащения определяется содержанием в них полезных компонентов, полезных и вредных примесей, крупностью и влажностью.

При обогащении не происходит химических превращений минералов; оно носит в большинстве случаев характер обработки — разделения (сепарации).

Методы обогащения пород основаны на различных свойствах минералов, что видно из приведенных данных.

Методы обогащения	Свойства минерала, являющиеся разделительными признаками
Механизированная раз- борка руды	Оптические, радиационные и другие свойства
Гравитационные	Плотность
Флотационные	Физико-химические (адсорбционные) свойства поверхности минералов
Магнитные	Магнитная проницаемость
Электрические	Электропроводность, диэлектрическая проницаемость
По избирательному дроб- лению	Твердость, дробимость, пределы проч- ности

Выбор схемы обогащения полезного ископаемого зависит от его обогатимости. **Обогатимость** — комплексная характеристика, по которой оценивается способность пород к обогащению. Обогатимость определяется особенностями и составом пород, руд и углей, размерами минеральных частиц, их взаимным прорастванием, близостью химических и физических свойств минералов.

Выход концентрата  $V_k$  (в %) в расчетах обогащения производят по формуле

$$V_k = \frac{V_o - \alpha}{V_o - \beta} 100, \quad (9.47)$$

где  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $V_o$  — соответственно содержание полезного компонента в исходном полезном ископаемом, концентрате и в отходах производства (хвостах).

Для углей показателем разделения органо-минеральных сростков на тот или иной конечный продукт является их плотность. Так, все сростки плотностью  $\rho_o < 1,4 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup> относятся к концентрату, плотностью  $\rho_o = (1,4 \div 1,8) \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup> — к промежуточному продукту и сростки плотностью  $\rho_o = 1,8 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup> переходят в хвосты.

Для механизированной разработки руды используют наиболее отличительные характеристики пород и руд. К ним относятся:

коэффициенты отражения света, способность минералов люминесцировать под действием рентгеновского или ультрафиолетового излучения (оптические сепараторы алмазов, ультрафиолетовые — шеелита) коэффициенты поглощения гамма-излучения (радиометрический сепаратор для отбора породы из угля) и др.

В урановой промышленности широко используются радиометрические сепараторы, основанные на естественной радиоактивности урановых руд. Подобный принцип положен в основу работы сепараторов углей по естественной радиоактивности, так как радиоактивность каменных углей значительно меньше радиоактивности вмещающих пород.

Известен термоадгезионный метод механизированной отборки, основанный на свойствах минералов по-разному поглощать инфракрасные лучи. Таким методом, например, очищается каменная соль от примесей доломита и ангидрита. Каменная соль с примесями поступает на специальную пластифицированную ленту, освещаемую лампой инфракрасного излучения. Непрозрачные куски доломита и полупрозрачные куски ангидрита под воздействием инфракрасных лучей нагреваются и прилипают к ленте. Каменная соль сходит с конвейера очищенная. Этот способ применим для очистки и других минералов.

Одним из видов **гравитационного обогащения** является обогащение в тяжелых суспензиях.

Суспензия — это взвесь в воде тонкого порошка твердого вещества с достаточно высоким удельным весом, имеющая свойства тяжелой однородной жидкости. Куски минералов, удельный вес  $\gamma_0$  которых меньше удельного веса суспензии  $\gamma_{0c}$ , будут всплывать, куски, у которых  $\gamma_0 > \gamma_{0c}$ , — тонуть.

В тяжелых суспензиях обогащают полезные ископаемые крупных фракций — уголь крупностью до 400 мм, руду крупностью до 100 мм. Материал мельче 3—10 мм таким способом, как правило, не обогащают, так как он в суспензии плохо разделяется.

Таким образом, при подборе суспензии нужно учитывать удельные веса разделяемых материалов. Если удельный вес полезного компонента  $\gamma_{01}$ , а пустой породы —  $\gamma_{02}$  (причем  $\gamma_{01} > \gamma_{02}$ ), то

$$\gamma_{01} > \gamma_{0c} > \gamma_{02}. \quad (9.48)$$

Зерно в жидкой среде движется под действием силы  $F_1$ :

$$F_1 = V(\gamma_0 - \gamma_{0c}), \quad (9.49)$$

где  $V$  — объем зерна.

Движению зерна противодействует вязкость жидкости. Сила противодействия  $F_2$  вычисляется по формуле

$$F_2 = S\tau_b, \quad (9.50)$$

где  $S$  — площадь поперечного сечения зерна;  $\tau_b$  — минимальное сдвигающее напряжение в жидкости на поверхности зерна.

Отношение  $F_1$  к  $F_2$  определяет эффективность разделения минералов.

Так как для шарообразного зерна  $\frac{S}{V} = \frac{6}{d}$ ,

$$\frac{F_1}{F_2} = \frac{(\gamma_0 - \gamma_{oc}) d}{6\tau_B}, \quad (9.51)$$

т. е. эффект разделения прямо пропорционален размерам зерен.

Если требуется, чтобы полезный компонент осаждался, необходимо соблюдение условия

$$\gamma_{oc} < \gamma_0 - \frac{6\tau_B}{d}. \quad (9.52)$$

**Флотационный метод** обогащения основан на способности одних минералов прилипать к воздушным пузырькам в водной среде и переходить вместе с ними в пенный слой, других — оставаться в воде.

Флотируют только тонко измельченные полезные ископаемые — сульфидные руды с частицами размером не более 0,5 мм, угли — не более 1 мм.

В расчетах процесса флотации используют технологический параметр — флотируемость пород.

Под **ф л о т и р у е м о с т ь ю** понимается комплексная оценка минерала по его способности к обогащению методом флотации. Она обусловлена различной удельной поверхностной энергией минералов. Флотируемость оценивается по краевым углам смачивания минералов, по времени, необходимому для прилипания минерала к пузырьку, по прочности прилипания и заряду поверхности минералов.

Различают естественную и искусственную флотируемость минералов. Естественной флотируемостью обладает небольшое число минералов, имеющих высокую степень гидрофобности, — тальк, слюда, графит и сера. У этих минералов краевой угол  $\theta$  близок к  $90^\circ$ . Остальные минералы перед флотацией проходят специальную обработку реагентами, изменяющими величину их смачиваемости. Подбор реагентов производят в зависимости от вида флотируемого полезного минерала, сопутствующих минералов и требований к конечному продукту.

Сущность технологии флотации каменных углей, например, заключается в повышении гидрофобности зерен органической части угля и в снижении гидрофобности зерен минеральной части. В связи с малой себестоимостью угольного концентрата реагенты, применяемые при флотации, должны быть дешевыми. При обогащении углей, содержащих серу, важно осуществить подавление флотации пирита. Уголь флотируют различными углеводородными маслами, флотируемость пирита подавляют, например, известью.

Для обогащения магнитных руд черных и редких металлов применяют **магнитные методы**. Слабо магнитные марганцевые,

бурожелезняковые и сидеритовые руды обогащают в сильных магнитных полях.

Как известно, воздействие магнитных полей большой напряженности на минералы приводит к изменению их магнитной восприимчивости  $\kappa$ .

Разделение разных частиц руды, обладающих восприимчивостью  $\kappa_1$  и  $\kappa_2$  (при  $\kappa_1 > \kappa_2$ ), происходит при соблюдении условий:

$$F_{1м} = \kappa_1 (H \text{ grad } H)_1 > \sum f_{1 \text{ мех}}; \quad (9.53)$$

$$F_{2м} = \kappa_2 (H \text{ grad } H)_2 < \sum f_{2 \text{ мех}}; \quad (9.54)$$

где  $F_{1м}$  и  $F_{2м}$  — удельная магнитная сила, действующая на частицы с магнитной восприимчивостью соответственно  $\kappa_1$  и  $\kappa_2$ ;  $(H \text{ grad } H)_1$  и  $(H \text{ grad } H)_2$  — сила внешнего магнитного поля, действующего на каждую частицу;  $\sum f_{1 \text{ мех}}$  и  $\sum f_{2 \text{ мех}}$  — сумма всех механических сил, противодействующих магнитной силе.

При обогащении сильно магнитных руд применяют магнитные поля напряженностью  $H = (4 \div 9) \cdot 10^4$  А/м, слабо магнитных — поля напряженностью, достигающей  $1,5 \cdot 10^6$  А/м.

Эффективность разделения минералов  $\eta$  в зависимости от их магнитных свойств, по В. И. Кармазину, может быть определена из уравнения

$$\eta = 1 - e^{k\kappa'}, \quad (9.55)$$

где  $k$  — коэффициент, учитывающий конструкцию сепаратора и условия сепарации;  $\kappa' = (\kappa_1 - \kappa_2/\kappa_1)$  — относительная разность магнитных восприимчивостей разделяемых минералов.

Сущность электрических методов обогащения заключается в избирательном действии электрического поля на заряженные минеральные частицы. В электрическом сепараторе руда перемещается по электрическому полю. В зависимости от электрических свойств, крупности и формы минеральные частицы движутся по различным траекториям и могут быть разделены.

Сила  $F_1$ , обусловленная неоднородностью электрического поля и действующая на частицу радиусом  $r$  с диэлектрической проницаемостью  $\varepsilon_{1r}$ , в среде с диэлектрической проницаемостью  $\varepsilon_{2r}$  рассчитывается по формуле

$$F_1 = \varepsilon_{2r} \varepsilon_0 \frac{\varepsilon_{1r} - \varepsilon_{2r}}{\varepsilon_{1r} + 2\varepsilon_{2r}} r^3 k_n E_3^2, \quad (9.56)$$

где  $k_n = \text{grad } E_3 / E_3$  — коэффициент неоднородности электрического поля.

Таким образом, при  $\varepsilon_{1r} > \varepsilon_{2r}$  частицы движутся в сторону возрастания напряженности поля, и наоборот. На этом принципе основана диэлектрическая сепарация минералов, которая может быть применена, если диэлектрические проницаемости минералов различаются хотя бы на единицу. Диэлектрическая сепарация

может быть осуществлена на металлической конвейерной ленте, представляющей собой один из электродов. Вторые электроды укреплены над лентой. Двигаясь в жидкости с определенной величиной диэлектрической проницаемости  $\epsilon_r$ , минералы с большим значением  $\epsilon_r$ , чем у жидкости, притягиваются к ленте и разгружаются в конце ее в приемник. Минералы с меньшим значением  $\epsilon_r$  выталкиваются из поля.

В случае же сепарации в воздушной среде основную роль играет сила  $F_2$ , обусловленная величиной заряда частицы, которая, как известно, может быть рассчитана по закону Кулона. Значение силы  $F_2$  в воздухе в сотни раз превышает силу  $F_1$ .

Частицы минералов заряжают в поле коронного заряда, при трении, нагреве, радиоактивном облучении и т. д.

Электрическая сепарация применяется при доводке концентратов руд редких металлов (титано-цирконовые пески), при обогащении неметаллических полезных ископаемых, например алмазов и т. д.

Метод избирательного дробления основан на том, что в некоторых рудах минеральные составляющие значительно различаются по дробимости. При дроблении таких руд, как правило, одни минералы измельчаются больше, другие — меньше. В результате последующей классификации по крупности можно выделить обогащенную фракцию. Такой метод применяют, например, при обогащении бурожелезняковых руд (кварц и бурый железняк).

**Совершенствование методов обогащения.** Исследования физических свойств минералов и их изменений в различных внешних полях позволяют либо интенсифицировать существующие методы обогащения, либо разрабатывать новые. Для целей интенсификации широко используют воздействие акустического поля на жидкости и пульпы, в которых происходит обогащение.

Ультразвуковое облучение (эффект кавитации) флотируемых минералов позволяет снять с них поверхностные слои — минеральные покрытия, окисные пленки, загрязнения и т. д. В результате эффективность флотации возрастает. Влияние предварительной ультразвуковой обработки на флотацию ильменита показано на рис. 9.9. При воздействии ультразвука поверхность минералов очищается избирательно. Так, ультразвуковая обработка пирита приводит к разрушению на его поверхности адсорбционных слоев флотореагентов, в то время как на халькопирит упругие колебания не действуют (рис. 9.10). Способность ультразвука очищать поверхность используется и как самостоятельный метод обогащения, например при очистке кварцевых, стекольных, полевошпатовых песков и др.

Применение ультразвука позволяет осуществить тончайшую дезинтеграцию и диспергирование подвергаемых обогащению минералов, что дает возможность получить особо чистые мономинеральные фракции.

Коагуляция, вызванная действием ультразвука в пульпе, применяется для ускорения осаждения частиц и избирательного осаждения минералов.

Для целей повышения эффективности обогащения широко применяют тепловое воздействие.

Так, часто перед обогащением руду обжигают (до температуры 300—500° С), поскольку слабо магнитные окислы, гидрокислы

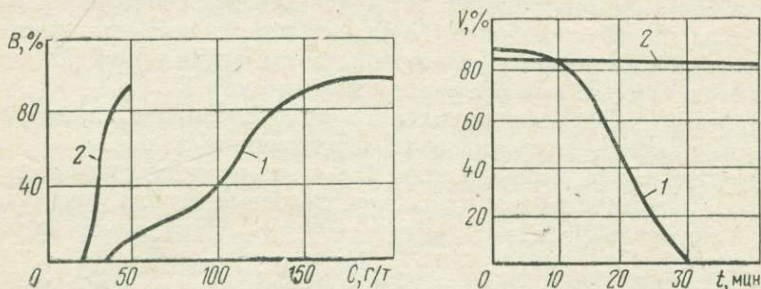


Рис. 9.9. Степень извлечения полезного компонента  $B$  при соответствующей концентрации флотореагента  $C$ :

1 — без воздействия ультразвука; 2 — при воздействии ультразвука

Рис. 9.10. Воздействие ультразвука на флотацию пирита (1) и халькопирита (2):  
 $V$  — содержание полезного компонента в хвостах

и карбонаты железа при обжиге в соответствующей атмосфере переходят в сильно магнитные (например, в магнетит  $\alpha$  —  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  или гематит  $\gamma$  —  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ).

Так как с изменением температуры существенно меняются электрические свойства пород ( $\epsilon_r$ ,  $\text{tg } \delta$ ,  $\rho_3$ ), посредством нагрева руд с последующим охлаждением (или без него) можно значительно расширить область применения электрических методов их обогащения.

В результате воздействия на руду высоких температур одни минералы могут разрушаться, а другие оставаться без изменения. Это явление нашло применение в особом методе обогащения — декрипитации. После нагрева и охлаждения руду классифицируют по крупности и выделяют целые неразрушенные фракции. Барит, кианит, сподумен и флюорит при нагреве превращаются в порошок.

Воздействие низких температур также положительно влияет на процесс сепарации, так как в этом случае возникают внутренние термические напряжения, способствующие раскрытию минеральных зерен.

## 9.8. Физико-химические (геотехнологические) методы

При физико-химических методах полностью меняется технология разработки месторождения, так как добывается лишь полезный компонент, а затраты труда и средств на извлечение пустых

пород, неиспользуемой части руд и т. д. обычно отсутствуют. Упрощается также дальнейший процесс переработки полезного ископаемого.

Сущность большинства физико-химических способов разработки заключается в проведении скважин до залежи полезного ископаемого, изменении его агрегатного состояния под воздействием различного рода агентов (электрическая, тепловая энергия,

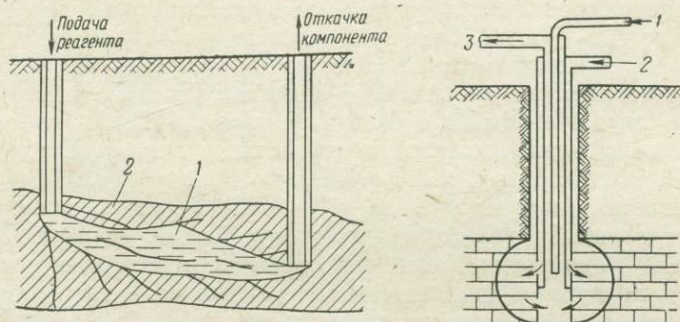


Рис. 9.11. Принципиальная схема простейшего физико-химического метода добычи полезного ископаемого непосредственно из залежи:

1 — реагент; 2 — залежь

Рис. 9.12. Метод подаваемой выплавки серы перегретой водой:

1 — сжатый воздух; 2 — перегретая вода; 3 — расплавленная сера

химические реагенты и т. п.) и последующем отводе через скважины измененного полезного ископаемого или его компонента на поверхность (рис. 9.11).

Физико-химические способы используются только при добыче полезных ископаемых, существенно отличающихся по своим свойствам от вмещающих горных пород. Их можно разделить по способу воздействия на следующие группы:

1. Методы термического воздействия: расплавление, разложение полезного ископаемого нагревом, восстановление и возгонка.

3. Методы физико-химического воздействия: растворение водой, химическое выщелачивание, электролиз.

**Методы термического воздействия.** Среди термических методов широко известна подземная газификация углей.

Газификация углей заключается в их подземном сжигании и отводе получающегося горючего или технологического газа. В простейшем случае для этого бурят две скважины, вскрывающие пласт, предназначенный для газификации. Между скважинами производят сбойку, при этом создается канал, по которому могут проходить газы и воздух. После этого пласт поджигают, в одну скважину непрерывно подают воздух, из другой отводят горючий газ. В зависимости от режима дутья получают

газ различного химического состава. Первые промышленные опыты по газификации были начаты в 1940 г. в Донбассе (Лисичанская, Горловская и другие станции) и в Подмосковном угольном бассейне.

Подземная перегонка сланцев впервые была осуществлена в Швеции с целью непосредственного получения жидкого топлива. Для этого в намеченном месте бурят скважины, расположенные в плане в виде шестиугольника. В каждую скважину опускают электронагреватель, повышающий температуру пласта до 400—500° С. При этой температуре сланец разлагается. Продукты перегонки сланца отводят из центральной скважины.

Широко распространен способ подземной выплавки серы, заключающийся в следующем (рис. 9.12). В пласт самородной серы пробуривается вертикальная скважина диаметром 250—300 мм, в которой размещается комплект труб. По одной из них подается перегретая вода (160—170° С), которая проникает в пласт и выплавляет самородную серу (температура плавления серы 115° С). Расплавленная сера стекает к скважине и поступает в трубу, по которой она с помощью сжатого воздуха поднимается на поверхность и транспортируется на склад.

Одной скважиной можно добыть до 4000 т серы (при мощности пласта примерно 30 м), причем обеспечивается выплавка серы из участка диаметром 20—30 м.

Процесс выплавки серы может быть легко автоматизирован. В СССР введены в эксплуатацию скважины подземной выплавки серы на Роздольском горно-химическом комбинате и на Гаурдакском месторождении серы. Этому предшествовали глубокие исследования свойств и состояния серных руд месторождений СССР.

Сера начинает плавиться, когда весь ее объем будет нагрет до температуры плавления и когда он получит дополнительное количество тепла  $Q_{пл}$ , пропорциональное удельной теплоте плавления серы ( $q_{пл} = 8 \cdot 10^7$  Дж/м<sup>3</sup>). Процесс извлечения серы можно разделить на две стадии. В первой стадии залежь серы предварительно нагревают до температуры плавления серы  $T_{пл}$ , во второй стадии происходит плавление и миграция жидкой серы. Дальнейшее повышение температуры до 160° С приводит к интенсификации процессов плавления и миграции.

Удельные затраты теплоносителя  $q_{уд}$  на плавление можно приближенно оценить по формуле

$$q_{уд} = \frac{(n + n_1) P}{V_S (1 - P) S \rho_S}, \quad (9.57)$$

где  $n$  — число условных этапов нагрева, при которых руда нагревается до температуры  $T_{ср}$ :

$$n = \frac{\ln \frac{T_1 - T_{ср}}{T_1 - T_0}}{\ln (1 - a)};$$

$n_1$  — число условных этапов нагрева, при которых сера переходит в жидкое состояние:

$$n_1 = \frac{q_{пл} \rho_S V_S (1-P)}{\rho_B c_B (T_1 - T_{пл}) P};$$

$T_1$  — температура воды в забое;  $T_0$  — начальная температура пласта;

$$\frac{1}{a} = 1 + \frac{\rho_P c_P}{\rho_B c_B} \frac{1-P}{P};$$

$V_S$  — объемное содержание серы в пласте;  $\rho_S$ ,  $\rho_B$ ,  $\rho_P$  — средняя плотность серы, воды и руды;  $c_B c_P$  — удельная теплоемкость воды и руды;  $S$  — извлечение серы из руды;  $P$  — пористость;  $q_{пл}$  и  $T_{пл}$  — удельная теплота и температура плавления серы.

При использовании метода подземной выплавки серы вода в массиве распространяется в основном по трещинам.

Поэтому в слабо проницаемых породах необходимо повышать их коэффициент проницаемости, например методом солянокислотной обработки пласта.

Сера, находящаяся вблизи трещин, плавится при непосредственном воздействии горячей воды, а сера, расположенная в массиве, плавится только вследствие теплопроводности массива. При сильной трещиноватости массива требуется большой расход воды. В связи с этим большое значение приобретает изыскание иных способов передачи тепла в массив с целью выплавки серы. Перспективен, например, высокочастотный электромагнитный нагрев серных руд. Под воздействием электромагнитного поля массив нагревается за счет диэлектрических потерь независимо от его проницаемости, трещиноватости и теплопроводности. Скорость нагрева, таким образом, определяется только электрическими свойствами и теплоемкостью нагреваемого объема (рис. 9.13). При этом способе извлечение серы увеличивается.

Подземная выплавка серы высокочастотным методом может производиться посредством как одной скважины (одиночный электрод), так и системой электродов, воспроизводящих поле плоского конденсатора (рис. 9.14).

Время плавления серной руды, помещенной в плоском конденсаторе, может быть рассчитано по уравнению (9.11).

Основные свойства, определяющие процесс плавления в этом случае, — это диэлектрическая проницаемость, тангенс угла диэлектрических потерь, удельная теплоемкость, объемная масса и коэффициент теплопроводности пород. Некоторые соединения, например мышьяковистые, сурьмянистые и другие, способны возгоняться. На этом явлении основан метод **в о з г о н к и**. При нагревании до определенной температуры они переходят из твердого состояния в парообразное. При пропускании через рудную залежь горячего инертного газа соединения переходят в газообразное

состояние и выводятся по скважине на поверхность. Охлаждая соединения, снова получают их в твердом виде.

Методы восстановления металла непосредственно на месторождении применимы при добыче ртути, так как ртуть выделяется из киновари при нагревании до температуры  $450^{\circ}\text{C}$ . Этот способ по сравнению с подземным вдвое экономичнее.

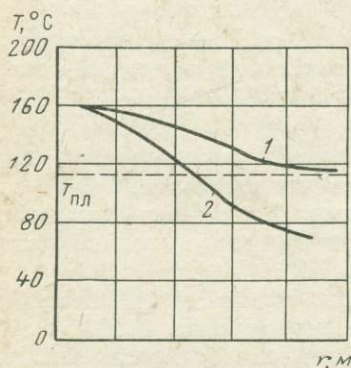


Рис. 9.13. Сравнение радиуса нагрева серосодержащего массива электрическим высокочастотным полем (1) с радиусом нагрева массива перегретой водой (2) после 16 сут нагрева массива

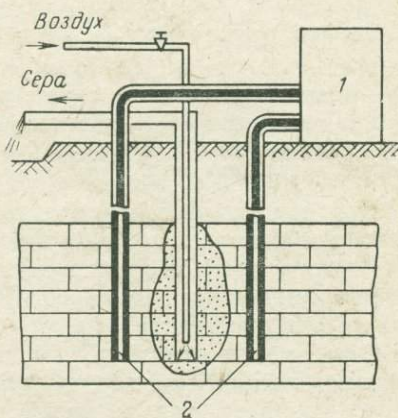


Рис. 9.14. Схема подземной выплавки серы высокочастотным методом  
1 — генератор высокой частоты; 2 — электроды.

Скорость термической эрозии киновари  $u$  описывается уравнением

$$u = \frac{a}{\lambda} \frac{T_2 - T_{кр}}{\left(\frac{1}{k_T} + \frac{l}{\lambda_0}\right) (T_{кр} - T_0)}, \quad (9.58)$$

где  $a$  — температуропроводность;  $\lambda$  — коэффициент теплопроводности;  $T_2$  — температура горячих газов;  $T_0$  — начальная температура массива;  $T_{кр}$  — температура восстановления;  $k_T$  — коэффициент теплоотдачи;  $l$  — эффективная толщина обожженного слоя;  $\lambda_0$  — коэффициент теплопроводности обожженного материала.

Удельный выход ртути  $q_p$  определяется из уравнения

$$q_p = km_0 \sqrt{\frac{a}{t}}, \quad (9.59)$$

где  $k$  — безразмерный коэффициент;  $m_0$  — начальное содержание киновари,  $\text{кг}/\text{м}^3$ ;  $t$  — время нагрева.

В качестве источника тепловой энергии может быть применен атомный взрыв. Если заряд поместить в рудном теле,

то в результате взрыва выделится большое количество тепла, которого будет достаточно для плавления самых тугоплавких минералов.

Как показывают расчеты, в результате небольшого атомного взрыва можно расплавить, например, около 100 тыс. т серы.

Возможно также, что огромные давления и температура в месте взрыва могут совершенно изменить горную породу и полезное ископаемое, создать новое ценное для промышленности сырье. Ведь даже при небольших ядерных взрывах вблизи заряда достигается давление  $7 \cdot 10^{11}$  Па, температура достигает  $15 \cdot 10^3$  °С. В результате одного такого взрыва можно раздробить до 500 тыс. м<sup>3</sup> горной породы.

**Методы физико-химического воздействия.** В этой группе методов весьма перспективны методы выщелачивания полезных компонентов из руд, используемые в гидрометаллургии. Выщелачивание — это селективное растворение ценных минералов; оно может быть использовано для выделения полезного компонента как из богатых, так и из бедных руд.

Каменную соль, сильвин, карналлит и другие минералы, обладающие высокой растворимостью, можно выщелачивать путем непосредственного воздействия воды на руды. При этом получают продукты высокой степени чистоты и осуществляют разделение различных галоидов.

В СССР добыча каменной соли подземным растворением в ближайшие годы достигнет 20 млн. т в год. Добыча каменной соли этим способом осуществляется через одну скважину в два этапа — подготовительный и выщелачивания. В подготовительный этап производится размыв камеры выщелачивания до нормальных эксплуатационных размеров. Интенсификацию процесса выщелачивания солей можно осуществить увеличением растворяющей способности растворителя посредством повышения его температуры; применением механических устройств для создания турбулентного режима движения растворителя в периферийных участках камеры; применением гидравлического разрыва соляного пласта.

На практике применяется также выщелачивание медных и некоторых других сульфидов и окисленных руд. Переработка медных руд гидрометаллургическим способом (выщелачивание) состоит в растворении меди и ее соединений и осаждении меди из полученных растворов в виде металла или его окиси.

Обычно подземное выщелачивание применяют для добычи бедных медных руд, которые разрабатывать другим способом нерентабельно. Выщелачивание осуществляется естественным или искусственным способом. Естественное выщелачивание заключается в сборе рудничных вод, прошедших через рудное тело, и в осаждении из них растворенной меди. Для ускорения процесса используют химически активные среды — кислоты, щелочи. При искусственном выщелачивании руду периодически орошают водой. Эту воду затем собирают и перерабатывают с целью

извлечения металла. Выщелачивание может производиться также на земной поверхности. Оно может быть дополнительным источником добычи металла из отвалов бедных некондиционных руд. Аналогично осуществляют выщелачивание бедных урановых руд.

Высокая эффективность выщелачивания достигается дополнительным наложением физических полей (температуры, упругих колебаний, высокочастотных электромагнитных полей, магнитной обработкой воды и др.), которые резко активизируют течение химических реакций. Так, установлена способность ультразвука в десятки раз усиливать эффект выщелачивания меди из сульфидных медных руд. Это явление объясняется энергетическим воздействием кавитационных пузырьков на выщелачиваемую среду. В ультразвуковом поле в течение 30 мин из ризоколла извлекается практически 100% меди, из халькозина — 72%.

Для интенсификации процесса выщелачивания меди и других ценных металлов используют некоторые виды бактерий (бактериальное выщелачивание), которые усваивают серу и увеличивают концентрацию серной кислоты в рудничных водах. Доказана возможность бактериального выщелачивания медных, никелевых и цинковых руд, бедных окисленно-карбонатных марганцевых, кобальтовых руд и др. Скорость выщелачивания меди, железа и цинка при наличии бактерий в среде возрастает от 2 до 12 раз.

Особенный интерес представляет возможность добычи металлов путем электролиза в подземных условиях, так как в этом случае из недр Земли непосредственно можно добывать чистый металл, например медь и серебро. Процесс электролитической добычи металлов состоит в предварительном растворении руды и последующем электролизе, осуществляемом с помощью электродов, погруженных в раствор через скважины.

Ионную проводимость пород можно использовать для выделения или концентрации вблизи электродов полезных компонентов без предварительного растворения минералов.

Как известно, ионной проводимостью обладают стекла, галоидные соединения, нитраты, сульфаты, соли щелочных, щелочно-земельных металлов и легко ионизируемых тяжелых металлов. Большинство этих металлов имеют униполярную проводимость, т. е. в электрическом поле перемещаются либо катионы, либо анионы. Процесс ионного переноса вещества медленный, поэтому для получения желаемого результата прохождение тока через массив должно быть длительным.

## 10. Методы контроля состояния массива горных пород и технологических процессов

### 10.1. Свойства пород как источники информации

Получение информации (контроль) об изменениях состава и состояния массива горных пород в различных технологических процессах их добычи и переработки является одной из важнейших задач современного горного производства. Только хорошо налаженный и своевременный контроль позволяет управлять тем или иным технологическим процессом с целью достижения оптимального конечного результата.

Система контроля и управления технологическим процессом включает следующие этапы:

- 1) фиксация величины контролируемого переменного параметра;
- 2) передача информации об этом параметре либо автоматической системе, либо на пульт управления;
- 3) анализ сигнала автоматическим устройством или оператором;
- 4) передача ответного сигнала механизмам, регулирующим тот или иной производственный процесс.

Устройства автоматического регулирования бывают трех видов: автоматической стабилизации, когда требуется поддерживать постоянное значение регулируемого параметра; программного регулирования — параметр должен изменяться по заданной программе; следящие устройства — когда закономерности регулирования параметра заранее в программу не введены.

Таким образом, исходным звеном автоматизации технологических процессов является фиксация величины переменного параметра (получение информации).

В физике горных пород рассматриваются процессы получения информации только о горных породах. Это осуществляется разнообразными датчиками, основанными на физических свойствах пород и закономерностях их изменения под воздействием внешних полей.

В одних случаях в породу закладывается определенный искусственный элемент, на который воздействует порода и изменения которого затем передаются регистрирующему прибору. В этом случае информатором является элемент и получаемый сигнал связан со свойствами последнего.

В других случаях информация от породы может поступать через датчик к регистрирующему прибору непосредственно — в этом случае информатором служит сама горная порода.

Сигнал, поступающий на регистрирующий прибор, может быть либо следствием естественных процессов в горной породе, либо ее ответом на воздействие внешнего измерительного поля. В первом случае измерения называются п а с с и в н ы м и, во втором — а к т и в н ы м и.

Все существующие методы получения информации в зависимости от объема исследуемого объекта могут быть разделены на три группы:

1) р е г и о н а л ь н ы е — это крупномасштабные исследования литосферы как по глубине, так и по площади изучаемых массивов; они относятся к деятельности геофизики как науки о Земле;

2) л о к а л ь н ы е — это исследования горных пород, ограниченные по площади и глубине, проводимые при геофизических методах разведки полезных ископаемых, инженерно-геологическом изучении местности и при оценке состояния массивов пород, окружающих выработки действующих горных предприятий;

3) т е х н о л о г и ч е с к и е, заключающиеся в определении свойств, состава и состояния ограниченных объемов горных пород и полезных ископаемых при различных технологических процессах, причем объемы исследований в этом случае сравнимы с объемами лабораторных образцов.

Ниже более подробно рассматриваются локальные и технологические методы.

Локальные методы подразделяют на методы поверхностные (п о л е в о й г е о ф и з и к и), основанные на изучении массивов пород с поверхности Земли (или с поверхности горной выработки — в шахтном варианте), и с к в а ж и н н ы е, использующие для изучения массивов пробуренные в их толще скважины.

## 10.2. Исследование массивов методами полевой геофизики

Конечной задачей любого метода разведки месторождения является получение информации о наличии и качестве полезного ископаемого, форме и размерах рудного тела, состоянии и свойствах массивов горных пород.

Поверхностные (полевые) методы исследования массивов основаны на различии в плотностных, магнитных, электрических и других свойствах горных пород разного минерального состава. В этих методах используют либо аномалии естественных физических полей, вызванные различными свойствами пород, либо закономерности распространения искусственно возбуждаемых в массиве физических полей.

В зависимости от используемых свойств пород и физических полей все эти методы исследования подразделяют на гравитационные, магнитные, радиометрические, сейсмические, электрические и высокочастотные радиоволновые.

**Гравитационные методы.** Как известно, сила взаимного притяжения двух масс  $M$  и  $m$  вычисляется по закону Ньютона:

$$F = k \frac{Mm}{r^2}, \quad (10.1)$$

где  $k$  — гравитационная постоянная,  $k = 66,7 \cdot 10^{-12} \text{ м}^3/(\text{кг} \cdot \text{с}^2)$ ;  $r$  — расстояние между центрами притягивающихся тел.

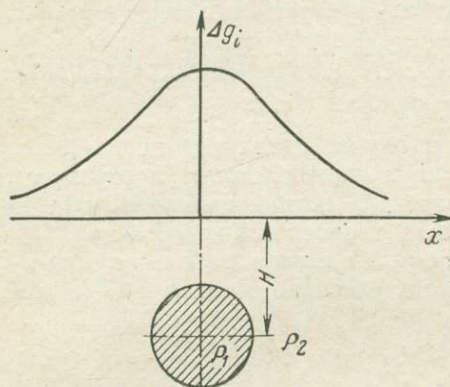


Рис. 10.1. Гравитационная аномалия под шарообразным телом повышенной плотности

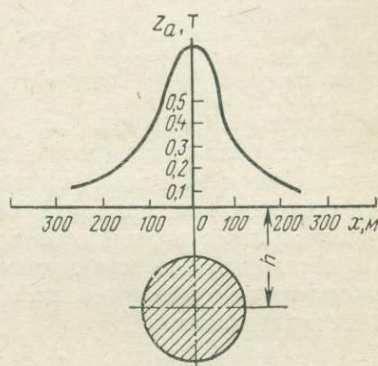


Рис. 10.2. Магнитная аномалия  $Z_a$  над намагниченным шаром

Отсюда ускорение свободного падения

$$g = k \frac{M}{r^2}, \quad (10.2)$$

где  $M$  — масса Земли.

Очевидно, что изменение плотности в какой-то точке земной коры должно приводить к изменению силы тяжести и соответственно величины  $g$  в данной точке.

Действительно, над более плотными рудными телами возникают так называемые гравитационные аномалии  $\Delta g$  (рис. 10.1), описываемые, например, в случае шарообразного рудного тела следующим уравнением:

$$\Delta g = k \Delta \rho V \frac{H}{(H^2 + x^2)^{3/2}}, \quad (10.3)$$

где  $\Delta g$  — приращение ускорения свободного падения;  $\Delta \rho$  — приращение плотности руды  $\rho_1$  относительно плотности окружающих пород  $\rho_2$ ;  $V$  — объем рудного тела;  $H$  — глубина расположения центра рудного тела;  $x$  — расстояние от центра рудного тела по горизонтالي до точки измерения аномалии (см. рис. 10.1).

В результате интерпретации измеренной аномалии находят глубину залегания рудного тела и примерные запасы полезного ископаемого.

Гравитационным методом можно разведать месторождения не только различных руд, обладающих повышенной плотностью, но и (по отрицательной аномалии) месторождения каменной соли, угля, газа и т. д.

Широкое применение гравитационные методы находят и при изучении месторождений нерудных ископаемых. Интенсивными положительными аномалиями  $\Delta g$  выделяют, например, пегматитовые, кварцевые, баритовые жилы, кимберлитовые алмазные трубки, месторождения слюд, марганца, боксита и т. д.

Применяя эти методы, можно в процессе эксплуатации месторождения отыскивать слепые рудные тела, засекать карстовые полости, включения плотных пород, раздробленные и рыхлые зоны и т. д.

**Магнитные методы.** Как и в случае гравитационного поля, напряженность магнитного поля в каждой точке поверхности Земли зависит и от намагниченности  $J$  (или магнитного момента  $M$ ) находящихся под этой точкой геологических объектов.

Так, для вертикально намагниченного шара составляющие напряженности магнитного поля  $\Delta H$  и  $\Delta Z$  описываются уравнениями:

горизонтальная

$$\Delta H = \frac{3Mhx}{(x^2 + H^2)^{5/2}}; \quad (10.4)$$

вертикальная (рис. 10.2)

$$\Delta Z = \frac{M(2h^2 - x^2)}{(x^2 + h^2)^{5/2}}, \quad (10.5)$$

где  $h$  — глубина залегания рудного тела.

Величина магнитной аномалии обусловлена магнитной восприимчивостью пород. Если магниторазведкой установлен вид аномалии, то, зная величину  $\kappa$  пород, можно рассчитать объем рудного тела и глубину его залегания.

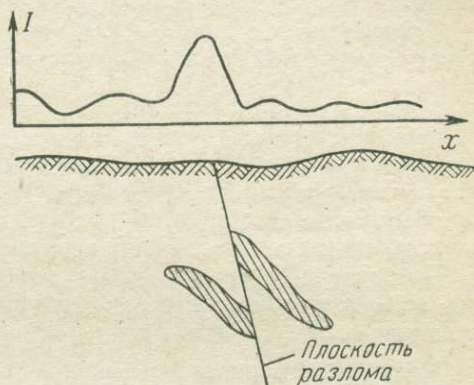
Пользуясь магнитными методами (магнитометрической съемкой), изучают не только месторождения ферромагнитных руд, но и нерудные полезные ископаемые, например кимберлитовые трубки, бокситы, россыпные месторождения золота и т. д. Методом микромагнитной съемки можно исследовать породы, залегающие на глубине 10—20 м. По результатам этой съемки можно судить о геолого-петрографических особенностях массива, трещиноватости пород, наличии карстовых полостей, контактах различных пород, разломах и т. д.

**Радиометрические методы.** При этом виде исследования массивов используют естественные радиоактивные поля. Метод позволяет изучать и обнаруживать не только радиоактивные руды, но и многие другие полезные ископаемые, хотя и незначительно, но отличающиеся по своей радиоактивности от вмещающих пород, — гранитные массивы, нефтегазоносные районы и т. д. Радиометрической съемкой также устанавливают строение мас-

сивов — выявляют плоскости разлома (рис. 10.3) и трещиноватости, интрузии и дайки.

**Сейсмические методы.** Одним из основных среди методов искусственного поля является метод сейсморазведки, основанный на использовании закономерностей распространения упругих колебаний в массивах пород. На практике применяют два метода сейсморазведки — метод отраженных волн (МОВ)

Рис. 10.3. Пример использования радиометрической съемки для обнаружения зон разломов по интенсивности  $I$  естественного  $\gamma$ -гамма-излучения



и корреляционный метод преломленных волн (КМПВ).

Упругие колебания в породах можно возбуждать взрывом, ударом, механическими вибраторами, пьезоэлектрическими или магнитострикционными датчиками. Взрывной способ применяется для получения сейсмических колебаний, механический — в основном для получения колебаний инфра- и звуковых частот, пьезоэлектрические и магнитострикционные преобразователи — для получения ультразвуковых колебаний. Вдоль изучаемого направления (сейсмопрофиля) располагают серию (до 60) сейсмоприемников, которые регистрируют моменты прихода упругих колебаний к соответствующей точке профиля, и записывают их на сейсмограмму.

В результате обработки сейсмограмм строят годографы отраженных и преломленных волн. Уравнение теоретического годографа отраженных волн имеет следующий вид:

$$t = \frac{1}{v_1} \sqrt{x^2 + 4H^2} \pm 4Hx \sin \varphi, \quad (10.6)$$

где  $t$  — время прихода отраженной упругой волны в точку, находящуюся на расстоянии  $x$  от пункта излучения колебаний;  $v_1$  — скорость упругих волн в массиве пород выше границы отражения;  $H$  — глубина расположения границы отраженных волн;  $\varphi$  — угол наклона границы, отражающей упругие волны.

По уравнению годографа (10.6) и графическому его изображению вычисляют глубину залегания отражающего слоя, его угол падения, скорость упругих колебаний  $v_1$ .

Метод МОВ применим во всех случаях, когда удельные волновые сопротивления двух сред различны ( $z_1 \neq z_2$ ).

Метод КМПВ основан на явлении полного внутреннего отражения упругой волны и возникновения скользкой преломленной волны.

Уравнение годографа преломленных волн имеет следующий вид:

$$t = \frac{1}{v_1} (x \sin(i \pm \varphi) + 2H \cos i), \quad (10.7)$$

где  $i$  — критический угол полного внутреннего отражения ( $\sin i = v_1/v_2$ );  $v_1$  и  $v_2$  — скорости распространения упругих колебаний соответственно в верхнем и нижнем пластах;  $\varphi$  — угол наклона нижнего пласта, вызвавшего преломление упругой волны.

По годографу преломленных волн вычисляют скорость упругих волн в нижнем пласте  $v_2$ , глубину его залегания  $H$  и угол наклона  $\varphi$ .

Метод КМПВ применим только при условии, если  $v_2 > v_1$ .

Перед применением сейсмических методов разведки необходимо изучить скорости распространения упругих волн в породах, их плотность, а также коэффициенты отражения пород, так как сейсмоприемники могут давать достоверные показания лишь тогда, когда отраженная и достигшая поверхности волна обладает энергией не ниже чувствительности сейсмоприемников. С уменьшением частоты упругих колебаний возрастает их глубина проникновения, но в то же время снижается направленность акустической волны, увеличивается дифракция и ухудшается разрешающая способность метода.

Сейсмические методы находят широкое применение не только при разведке месторождений полезных ископаемых, но и при инженерно-геологических изысканиях, при оценке состояния массивов горных пород, зон нарушений, обнаружения разломов, карстовых полостей, зон многолетней мерзлоты и талых зон, при определении мощности зон выветривания пород и уровня грунтовых вод и т. д. Сейсмические наблюдения позволяют оценить физические свойства массивов горных пород — параметры упругости и прочности, а следовательно, прогнозировать возможную технику и технологию разработки месторождения.

Сейсмические методы по сравнению с гравитационными и магнитными более сложны и дорогостоящи, однако они дают более точную информацию о строении и состоянии массивов горных пород.

Электрические свойства пород используются в многочисленных методах электроразведки. Все эти методы делятся на две группы. Методами первой группы отыскивают и изучают аномалии в электромагнитных полях, методами второй группы определяют закономерности прохождения электрических токов, а также поглощение, отражение и преломление электромагнитных волн в породах. Для целей электроразведки используют как постоянные электрические поля, так и переменные.

Наиболее распространены следующие электрические методы исследования массивов пород: методы собственных потенциалов,

заряженного тела, вызванной поляризации, кажущихся электро-сопротивлений, пьезоэлектрический, магнитотеллурический.

Метод естественного электрического поля (собственных потенциалов — ПС) заключается в последовательном замере потенциалов точек, расположенных на одной прямой линии относительно одной центральной точки (рис. 10.4).

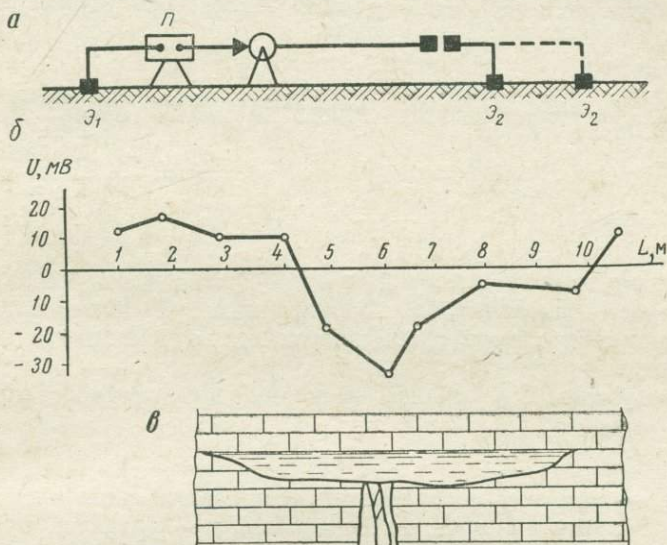


Рис. 10.4. Метод собственных потенциалов (ПС):

а — схема установки; б — график естественного потенциала по профилю; в — место поглощения вод; соответствующее аномалии электрического поля; П — электроразвешивающий потенциометр; Э<sub>1</sub> — неподвижный электрод; Э<sub>2</sub> — подвижный электрод

Выявленные аномалии потенциала обычно указывают на наличие какого-то источника локальных токов. Как известно, такими источниками могут быть сульфидные или каменноугольные месторождения, а также пласты песчаника в сланцах и глинах, места усиленной фильтрации подземных вод и др. (см. раздел 4.8).

Если хорошо проводящая залежь вскрыта хотя бы одной скважиной или горной выработкой, либо имеет естественное обнажение, то ее контуры можно определить методом заряженного тела (рис. 10.5).

Один из полюсов источника тока А подсоединяют к залежи, другой В заземляют на расстоянии, превышающем размеры залежи в 10—20 раз и более. В результате залежь заряжается и создает вокруг себя электростатическое поле. Залежь оконтуривают эквипотенциальные линии. Это дает возможность прослеживая их распределение на поверхности Земли, определить

границы и конфигурацию изучаемого объекта. Таким образом можно изучать рудные тела, пласты антрацита, залежи графита и т. д.

Электрическое поле, создаваемое одним заряженным телом, можно использовать также для обнаружения находящихся вблизи него других тел. Этим же методом пользуются для оценки направления и скорости фильтрации подземных вод. При этом водные потоки превращают в электролит путем растворения в них через скважину солей. С поверхности изучают изменение эквипотенциальных линий во времени.

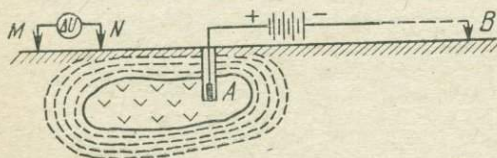


Рис. 10.5. Принципиальная схема метода заряженного тела:

М и N — измерительные электроды; А и В — питающие электроды

Метод вызванной поляризации (ВП) основан на измерении потенциалов, возникающих при поляризации горных пород после пропускания через них постоянного электрического тока.

По результатам измерений вычисляют поляризуемость пород  $\eta$ :

$$\eta = \frac{\Delta U_{\text{ВП}}}{\Delta U_{\text{пр}}}, \quad (10.8)$$

где  $\Delta U_{\text{ВП}}$  — разность потенциалов поляризации, возникших после того, как источник тока отключен;  $\Delta U_{\text{пр}}$  — разность потенциалов на приемных электродах при пропускании тока через породу.

Различия в  $\eta$  для разных пород, находящихся в различном состоянии, позволяют судить о характере и состоянии породных массивов.

Закономерности прохождения электрического тока в горных породах используют в методе кажущихся электросопротивлений, основанном на определении кажущегося электрического сопротивления  $\rho_k$  массивов пород.

Электроразведка методом электросопротивлений чаще всего выполняется с помощью четырехэлектродной установки (рис. 10.6). Зная силу тока в питающей цепи  $I$  и разность потенциалов  $\Delta U$  в измерительной, можно вычислить величину  $\rho_k$  измеряемого участка.

Из теории электрического поля известно, что в однородной среде более 70% всего тока, подводимого к электродам, проходит на глубине от  $1/3$  до  $1/10$  расстояния между питающими электродами АВ.

Поэтому, увеличивая постепенно расстояние между питающими электродами АВ, одновременно увеличивают глубину проникновения тока в массив. Такой вариант метода электросопротивлений носит название метода вертикального электрического зондирования (ВЭЗ).

Построив в логарифмическом масштабе график  $\rho_k = f\left(\frac{AB}{2}\right)$  (рис. 10.7) (кривую ВЭЗ), осуществляют его интерпретацию, в результате которой устанавливают удельные электрические сопротивления слоев пород и глубину их залегания.

Интерпретация производится при помощи специальных палеток. В случае двухслойной кривой ВЭЗ, на которой правая ветвь наклонена к оси абсцисс под углом  $45^\circ$  (см. рис. 10.7, б), глубина залегания пласта находится как абсцисса точки пересечения асимптот, проведенных к правой и левой

Рис. 10.6. Четырехэлектродная электроразведочная установка АМНВ:

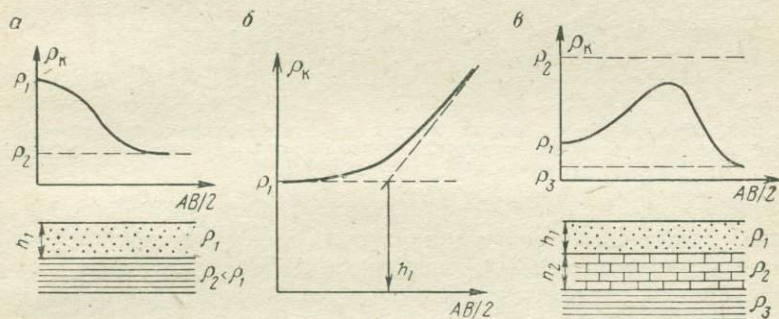
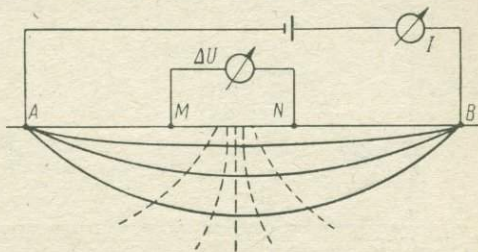


Рис. 10.7. Кривые вертикального электрического зондирования:

а — для двухслойного массива при  $\rho_1 > \rho_2$ ; б — для двухслойного массива при  $\rho_2 \rightarrow \infty$ ; в — для трехслойного массива при  $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$

ветвям кривой, а электрическое сопротивление  $\rho_{\Sigma 1}$  — как ордината этой же точки.

Так как правая ветвь на кривой ВЭЗ в данном случае не выполаживается, это значит, что удельное электрическое сопротивление второго слоя  $\rho_{\Sigma 2}$  близко к бесконечности.

Измеряя  $\rho_k$  пород четырехэлектродной установкой с одним и тем же разносом питающих электродов  $AB$  вдоль какого-либо профиля, получают кривую изменения  $\rho_k$  по профилю на примерно одной и той же глубине, зависящей от расстояния  $AB$ . Такой метод называют методом электропрофилеирования (ЭП). Он используется при изучении крутых пластов, штоков и даек. При помощи этого метода исследуют погребенные структуры, выявляют разрывные нарушения (сбросы, сдвиги, разломы, зоны дробления), картируют мерзлые породы, трещиноватые и карстовые зоны, осуществляют поиски обводненных зон и т. д. (рис. 10.8).

Результаты исследований по пьезоэлектрическому эффекту горных пород послужили основанием для разработки пьезоэлектрического метода разведки, который применяется при поисках и исследовании кварцевых жил и пегматитовых рудных тел.

Сущность метода заключается в том, что упругие волны, возбужденные в массиве взрывом, встретив на своем пути, например,

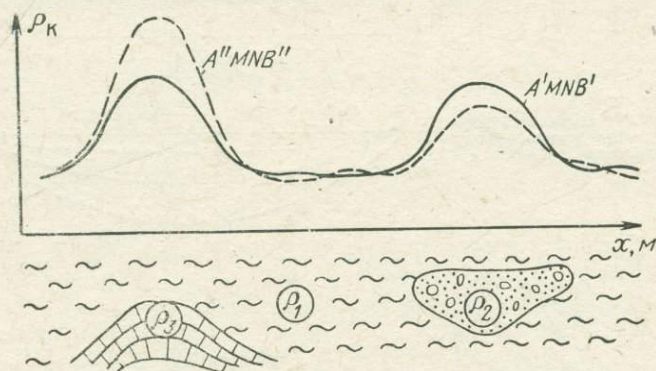


Рис. 10.8. Интерпретация данных метода электропрофилеирования четырехэлектродной установкой с двумя разностями питающих электродов  $A'MNB'$  и  $A''MNB''$  (при  $A'B' < A''B''$ )

кварцевую жилу, преобразуются последней в электромагнитные волны. Электрическая составляющая электромагнитной волны принимается заземленными электродами. По электросейсмограммам судят о наличии и глубине залегания кварцевой жилы (или других горных пород — пьезоэлектриков).

Методы изучения массивов пород, использующие естественные переменные электромагнитные поля, наблюдаемые в Земной коре, называются магнитотеллурическими. Измерив электрические  $E_{эx}$  и магнитные  $H_y$  компоненты теллурического поля и определив его период колебаний  $2T$ , можно рассчитать кажущееся электрическое сопротивление пород:

$$\rho_k = 2T\mu_a \left( \frac{E_{эx}}{H_y} \right)^2. \quad (10.9)$$

Как и в методах электросопротивлений, при этом выделяют магнитотеллурическое зондирование (МТЗ) и профилирование (МТП). В первом случае строят и интерпретируют график  $\rho_k = f(T)$ , что равноценно зависимости  $\rho_k$  от глубины прохождения тока. Во втором случае изучают  $\rho_k$  по профилю при одном и том же значении  $T$ .

В высокочастотных радиоволновых методах исследования массивов используются электромагнитные свойства горных пород. Выделяют индуктивные, радиокомпарационные методы, радиоволновых просвечиваний, интерференционные.

В индуктивных методах электромагнитное поле в массиве создается индуктивным способом при помощи незаземленных рамок и петель, по которым пропускают ток разной частоты. Наличие хорошо проводящих тел в массивах приводит к индуцированию в них вторичных полей. Измеряя электрические и магнитные компоненты суммарного поля, получают аномалии, по которым можно судить о местоположении, размерах и проводимости рудных включений.

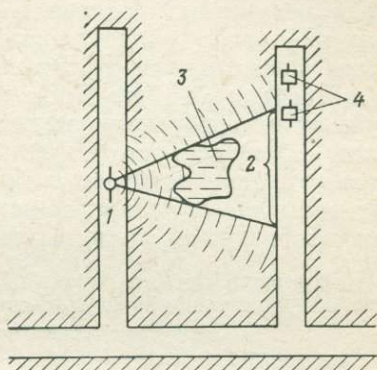
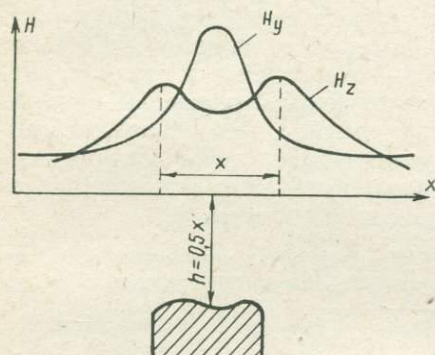


Рис. 10.9. Интерпретация результатов разведки методом «радиокип»

Рис. 10.10. Радиоволновое просвечивание массива пород между двумя выработками: 1 — генератор; 2 — область радиотени; 3 — полость, заполненная водой; 4 — приемник

Таковыми методами кроме хорошо проводящих рудных тел обнаруживают угли, графит, выявляют тектонические нарушения и обводненные зоны.

Радиокмпариционный метод («радиокип») основан на измерении по определенным маршрутам напряженности электромагнитного поля, создаваемого широкоэвещательными радиостанциями в диапазоне длинных волн. Измеряют вертикальную  $H_z$  и горизонтальную  $H_y$  составляющие поля и строят соответствующие графики (рис. 10.9). Над однородной ( $H_y = \text{const}$ ), хорошо проводящей средой появляется максимум  $H_y$ , расположенный между двумя максимумами  $H_z$ , причем расстояние  $x$  между максимумами  $H_z$  связано с глубиной  $h$  залегания верхней границы рудного тела:

$$x \approx 2h. \quad (10.10)$$

Метод радиоволнового просвечивания заключается в просвечивании радиоволнами массива породы между двумя или несколькими выработками.

Рудные тела, хорошо проводящие ток, являются практически непрозрачными для электромагнитных волн (см. раздел 4.7). Поэтому, определив интенсивность прошедшей через толщу породы электромагнитной волны, можно обнаружить области

ее максимального поглощения, соответствующие границам рудных тел, полостей, заполненных водой (рис. 10.10), и т. д.

Так, методом просвечивания на многих месторождениях обнаруживают дополнительные рудные тела, а на соляных месторождениях определяют положения полостей, заполненных соляным, хорошо проводящим раствором. Этим методом возможно обнаружение талых областей в зонах многолетней мерзлоты, пльвунов в песках и т. п.

**Интерференционный метод** основан на приеме радиоволн, излученных с земной поверхности и отраженных от границы раздела между двумя горными породами, обладающими разными показателями величин  $\rho_e$  и  $\epsilon_r$ . Приемником принимают и интерферируют два вида волн — отраженные и прямые. Результат интерференции зависит от глубины отражаемой поверхности. В зависимости от фаз отраженной и прямой волн интенсивность приема будет либо усиливаться, либо ослабляться. Изменяя частоту волн, можно выявить на определенных частотах интерференционные максимумы и минимумы.

Определив разность частот  $\Delta f$ , обуславливающих максимумы напряжения в приемнике, можно вычислить глубину отражающего слоя

$$h = \frac{v}{2c} \sqrt{\left[1 - \left(\frac{v}{c}\right)^2\right] d^2 + \frac{c}{\Delta f} \left(2d + \frac{c}{\Delta f}\right)}, \quad (10.11)$$

где  $c$  и  $v$  — скорость электромагнитных волн соответственно в воздухе и в породах;  $d$  — расстояние между приемником и излучателем (база измерений).

Так как в данном случае принимается волна, дважды прошедшая через толщу породы, затухание волны будет более значительным, чем в методе просвечивания, и глубина, на которой можно обнаружить руды данным методом, по сравнению с методом просвечивания сокращается.

Как известно, с увеличением частоты усиливается поглощение электромагнитных волн. Поэтому волны высокой частоты не могут применяться при исследовании больших глубин в породах. В то же время применение электромагнитных волн большой длины снижает точность исследований из-за дифракционных явлений, возникающих в случаях, когда геометрические размеры рудного тела становятся соизмеримыми с длиной волны.

Интерференционный метод, очевидно, можно применять тогда, когда верхние слои пород имеют высокое электрическое сопротивление. Несмотря на это, интерференционный метод по сравнению с методом просвечивания обладает существенным преимуществом — его можно использовать при наличии лишь одной обнаженной поверхности исследуемого массива.

### 10.3. Скважинные методы исследования

Геофизические методы исследования скважин (картаж) основаны на изучении в скважинах различных физических полей. По данным скважинных исследований строят геологические разрезы, оценивают структуру месторождений, расчленяют по-

роды по литологическим признакам, выявляют полезные ископаемые, определяют физические свойства пород.

При каротаже применяют те же поля и методы, которые используются в полевой геофизике. Однако техническое воплощение этих методов и приемы выполнения работ из-за специфических условий измерения сильно отличаются от рассмотренных в разделе 10.2.

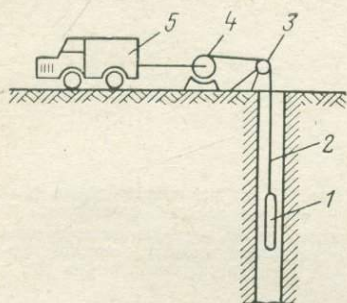
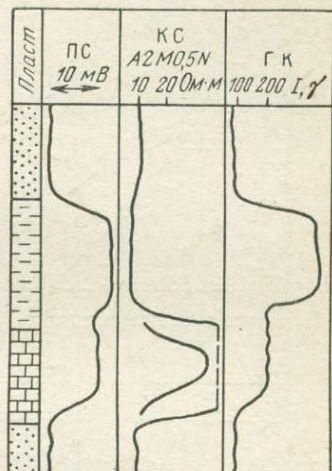


Рис. 10.11. Принципиальная схема каротажа; 1 — скважинный снаряд (датчик); 2 — кабель; 3 — блок-баланс; 4 — лебедка; 5 — регистрирующая аппаратура

Рис. 10.12. Комплекс каротажных диаграмм по участку скважины:

диаграммы: ПС — потенциалов собственной поляризации; КС — каротажа сопротивлений; ГК — гамма-каротажа



Сущность каротажа скважин заключается в следующем (рис. 10.11). В скважину опускают скважинный снаряд (зонд-датчик), включающий в себя источник какого-то поля (в случае применения метода искусственного поля) и приемные устройства. Снаряд соединен посредством кабеля с каротажной станцией, расположенной на поверхности и фиксирующей измеряемые величины по глубине скважины (рис. 10.12).

Наиболее часто применяют методы электрического каротажа — собственных потенциалов (ПС), кажущихся сопротивлений (КС), термокаротажа, радиоактивного каротажа и др.

По данным метода ПС выделяют пласты с различной электрохимической активностью (напротив глинистых пластов наблюдаются максимумы ПС, напротив песчаных — минимумы) и определяют мощности пластов.

В методах КС определяют значения  $\rho_k$  пластов трехэлектродными зондами. Используя зонды разной длины, получают различную глубину проникновения тока в стенки скважины и соответственно выявляют изменение  $\rho_k$  с удалением от стенки скважины — это один из вариантов метода КС — метод бокового электрического зондирования (БЭЗ), позволяющий оценить пористость и проницаемость горных пород.

Кривые БЭЗ интерпретируют с помощью специальных палеток точно так же, как и кривые ВЭЗ (см. раздел 10.2).

Кроме методов электрокаротажа используют магнитный каротаж и акустический каротаж. Первый метод основан на измерении магнитной восприимчивости по глубине скважины, второй — на измерении скорости распространения упругих колебаний по глубине скважины.

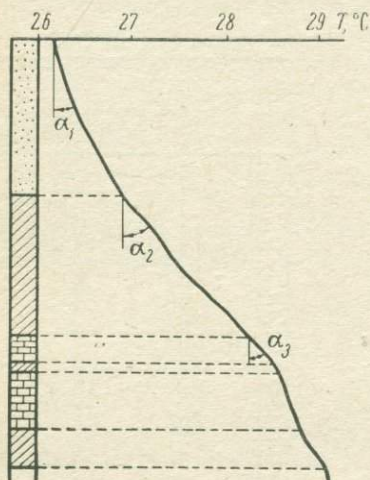


Рис. 10.13. Термокаротажные кривые разведочной скважины:

$\alpha_1$ ,  $\alpha_2$  и  $\alpha_3$  — углы наклона температурных кривых, соответствующих разным пластам

Широко применяют также термический метод исследования скважин (термокаротаж). При данном методе используют как естественные температурные поля Земли, так и искусственные, создаваемые в пробуренных скважинах нагнетанием в них горячих пульп.

В зоне установившихся температур, начинающейся с глубины 20—30 м от земной поверхности, температура пород зависит только от различных процессов, происходящих в земной коре.

С увеличением глубины, как известно (см. раздел 6.4), происходит нарастание температур, причем геотермический градиент  $\Gamma$  зависит от тепловых свойств пород. Так как  $\lambda = q/\Gamma$ , то при постоянных удельных тепловых потоках  $q$  можно считать

$$\lambda\Gamma = \text{const.} \quad (10.12)$$

При изменении теплопроводности пород меняется угол  $\alpha$  наклона термограммы (рис. 10.13), причем

$$\text{tg } \alpha = \frac{q}{\lambda}. \quad (10.13)$$

Следовательно, в результате термокаротажа скважины можно, во-первых, установить геотермический градиент, и, во-вторых, расчленив массив на породы с различными тепловыми свойствами.

Термокаротаж используют для определения границы зоны многолетней мерзлоты (рис. 10.14, а), мест подтока глубинных вод (рис. 10.14, б), и газоносного пласта (рис. 10.14, в), а также зон оттаивания, степени промерзания пород и т. д. При применении термокаротажа определяют места притоков воды в скважинах и оценивают скорости фильтрации воды в массивах. Это связано с тем, что движущиеся потоки воды служат первоисточни-

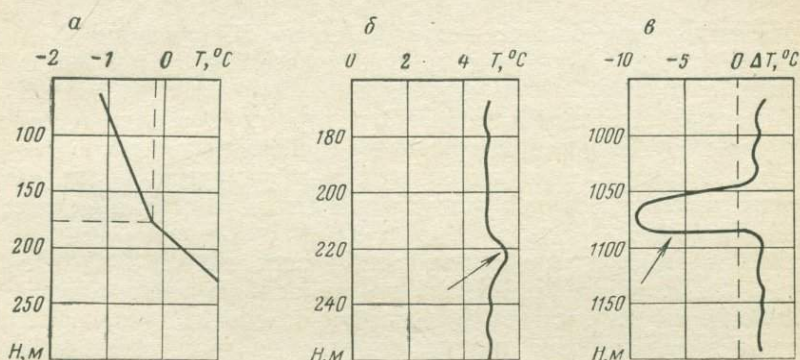


Рис. 10.14. Термические аномалии на термокаротажных кривых

ками тепла, и на термограммах места притоков обнаруживаются по температурным аномалиям, а по величине аномалий судят о скорости фильтрации. Одни полезные ископаемые, например сульфидные руды и каменные угли, создают в результате процессов окисления повышенные геотермические аномалии, а другие, например газоносные пласты, создают в результате охлаждающего эффекта пониженные аномалии. Обнаружение этих аномалий на термограммах позволяет выявить месторождения полезных ископаемых.

**Радиоактивный каротаж** осуществляют либо измерением естественной радиоактивности горных пород по глубине скважин (гамма-каротаж — ГК), либо посредством искусственного облучения горных пород. В последнем случае в скважину одновременно с регистрирующим прибором опускают источник гамма-лучей или нейтронов.

Существуют различные методы каротажа искусственным облучением: гамма-гамма каротаж (ГГК), нейтронный гамма-каротаж (НГК), нейтрон-нейтронный каротаж (ННК) и др.

В методе гамма-гамма-каротажа излучаются  $\gamma$ -лучи и принимаются те же прошедшие через горную породу  $\gamma$ -лучи. Так как поглощение  $\gamma$ -лучей зависит от плотности пород, то, используя этот метод, можно оценивать плотность и пористость углей и пород.

В методе нейтронного гамма каротажа породы в скважине облучают потоком быстрых нейтронов. Последние,

проходя по породам, сталкиваются с ядрами разных элементов. От тяжелых ядер нейтроны отскакивают, не теряя энергии и скорости; легким ядрам они передают часть своей энергии и замедляются, превращаясь в так называемые тепловые нейтроны, которые затем легко поглощаются ядрами других элементов. При этом возникает вторичное гамма-излучение, величина которого прямо пропорциональна числу тепловых нейтронов.

Известно, что больше всего нейтроны замедляются ядрами водорода, так как последние по своей массе близки к массе нейтронов.

Содержание водорода в разных горных породах различно. Например, у пород, содержащих кристаллизационную воду (гипсы), водорода намного больше, чем у других пород. Это обстоятельство позволяет диагностировать породы при обследовании скважин.

Количество водорода в породах связано также с их влажностью. Это означает, что нейтронным способом можно оценивать влажность или пористость пород и на основании этого обнаруживать нефтяные или водоносные пласты при обследовании разведочных скважин.

В методе нейтрон-нейтронного каротажа, как и в предыдущем методе, породу облучают нейтронами, но фиксируют не гамма-излучение, а непосредственно плотность потока тепловых нейтронов. Сущность этого метода и область его применения те же, что и в методе НГК.

Каротаж по наведенной радиоактивности (активационный метод) позволяет фиксировать интенсивность гамма-излучения радиоактивных изотопов, образующихся при облучении пород нейтронами. Проведя периодические измерения в одной и той же точке, устанавливают период полураспада изотопов и по нему определяют вещественный состав пород.

Используют также каротаж по методу радиоактивных изотопов, который называется еще методом «меченых атомов», когда в скважину вводят изотопы и в дальнейшем следят за их перемещением по пластам. В результате определяют проницаемость, скорость и направление движения подземных вод в пластах.

Появляются новые методы исследования скважин, основанные на изучении свойств пород. Так, оптические свойства пород используют в фотометрических методах каротажа скважин. Таким методом можно легко выявить наличие пластов и прослоек горных пород, обладающих различными коэффициентами отражения света.

В частности, по отражающей способности хризотил-асбеста, которая у него в несколько раз больше, чем у вмещающих пород, определяют общее его содержание на месторождении и мощность пластов и прослоек.

#### 10.4. Контроль напряженного состояния и устойчивости массивов и выработок

Наблюдениями за горным давлением устанавливают:

- а) напряжения в массивах пород, окружающих выработку, в целиках и крепи;
- б) изменения напряжений во времени и пространстве;
- в) величину деформации выработок, целиков и крепи;
- г) степень нарушенности несущих конструкций и массивов и ее изменения во времени.

Ответы на эти вопросы позволяют прогнозировать опасное состояние на отдельных участках шахты или карьера и, следовательно, заблаговременно принять меры по предотвращению или локализации обрушений.

На открытых горных работах основные причины, вызывающие нарушение устойчивости массивов, следующие: увеличение крутизны откосов; увеличение веса толщи вследствие водонасыщения, повышения объема отвалов); наложение дополнительных сдвигающих усилий (динамическое действие взрывов, вес транспортных средств); уменьшение объема поддерживающих масс (например, подсечка или размыв нижней части борта) и, наконец, снижение сопротивляемости горных пород (растрескивание, водонасыщение, дегидратация и т. д.).

Наблюдение за откосами и бортами карьеров и отвалов осуществляют преимущественно методами маркшейдерской съемки — методом реперов. Для этого по наиболее опасным направлениям в массиве пород забивают репера, относительное сдвижение которых в плане и по высоте регулярно контролируют при помощи теодолита и нивелира. На основании измерений получают информацию о скорости и направлении смещения отдельных участков массива и устанавливают необходимые профилактические мероприятия.

Метод реперов применим лишь при условии начавшейся деформации массива. Часто же необходимо заранее определить степень его устойчивости, для чего используют различные физические методы.

Весьма существенным фактором, обуславливающим устойчивость горных массивов, является степень их трещиноватости и нарушенности. Для количественной оценки этого параметра можно воспользоваться скоростью прохождения упругих волн  $v$ , так как она зависит от трещиноватости пород. Как известно, (см. раздел 2.10), отношение скоростей упругих колебаний в нарушенном массиве и монолите может служить характеристикой нарушенности массива  $A_i$ .

Оценить нарушенность массива можно также по отношению скоростей продольных и поперечных волн  $v_p/v_s$ . Как было показано в разделе 2.9, большие значения  $v_p/v_s$  соответствуют более нарушенным породам. Непосредственно с нарушенностью пород

связан также коэффициент поглощения  $\theta$ , по величине которого тоже можно судить о состоянии массива.

О степени нарушенности массива и его напряженном состоянии можно судить также по регулярным измерениям его электропроводности. Последняя, так же как и скорость упругих волн, зависит от напряженного состояния пород (см. раздел 6.2). Поэтому, заранее установив подобную закономерность

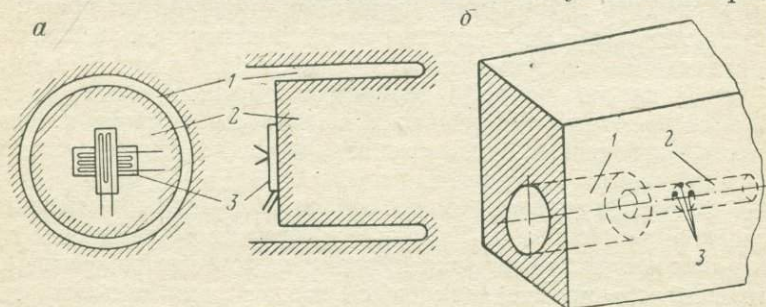


Рис. 10.15. Схемы измерения напряжений методом полной разгрузки в глубине горного массива:

*a* — вариант торцовых измерений: 1 — разгрузочная щель; 2 — керн; 3 — тензодатчики;  
*б* — вариант соосных скважин: 1 — разгрузочная скважина; 2 — опережающая скважина;  
 3 — тензодатчик

для пород определенного месторождения и введя поправки на влажность и возможную нарушенность массива, можно непосредственно по величинам  $\nu$  или  $\sigma_3$  определить величину напряжений в бортах карьера.

**В подземных условиях наиболее распространенный механический метод оценки напряжений — это метод разгрузки, основанный на способности элемента массива упруго восстанавливать первоначальную форму после его отделения от основного нагруженного массива. Применяют этот метод в варианте торцовых измерений или в варианте соосных скважин.**

В первом случае в изучаемом массиве на требуемую глубину пробуривают скважину (рис. 10.15, *a*). Затем забой скважины выравнивают и на него наклеивают тензодатчики — электрические, фотоупругие или муаровые. Затем коронкой меньшего диаметра создают разгрузочную щель и получают керн, т. е. отделяют элемент с датчиками от остального массива. Очевидно, если этот элемент до отделения испытывал напряжения  $\sigma$ , действующие в массиве, то после отделения он должен расширяться на величину относительной деформации  $\epsilon$ , зависящую от упругих свойств породы и регистрируемую тензодатчиком.

Таким образом, зная упругие свойства породы, можно вычислить напряжения в породе.

Для того чтобы учесть как вертикальные, так и горизонтальные напряжения, на забой скважины наклеивают в строго ориентированном положении от двух до четырех датчиков.

Если наклеивают два датчика, расположенных друг относительно друга под углом  $90^\circ$  и строго ориентированных по направлению главных нормальных напряжений, по соответствующим деформациям устанавливают следующие напряжения:

а) нормальное максимальное (вертикальное)

$$\sigma_{\max}(y) = \frac{E}{1-\nu^2} (\varepsilon_y + \nu\varepsilon_x); \quad (10.14)$$

б) нормальное минимальное (горизонтальное)

$$\sigma_{\min}(x) = \frac{E}{1-\nu^2} (\varepsilon_x + \nu\varepsilon_y); \quad (10.15)$$

в) максимальное касательное

$$\tau_{\max} = \frac{E}{2(1+\nu)} (\varepsilon_x - \varepsilon_y). \quad (10.16)$$

В варианте соосных скважин бурят опережающую центральную скважину малого диаметра, на стенки которой наклеивают тензодатчики, а затем проводят разгрузочную скважину большего диаметра (рис. 10.15, б). Если на стенках скважины были наклеены три датчика под углами к вертикали  $0$ ;  $90$  и  $225^\circ$ , то главные напряжения вычисляют по формулам (10.14) и (10.15), а касательные по следующей формуле:

$$\tau = \frac{E}{2(1+\nu)} (\varepsilon_1 + \varepsilon_2 + 2\varepsilon_3). \quad (10.17)$$

Напряжения в массиве можно исследовать также непосредственно замером деформации скважин при помощи деформометров. Известно, что в общем случае зависимость между напряжениями  $\sigma_x$ ,  $\sigma_y$ ,  $\sigma_z$ ,  $\tau_{xy}$  и изменением  $\Delta D$  диаметра  $D$  круглого отверстия для изотропной, однородной и упругой пластинки описывается следующим уравнением:

$$\Delta D = \frac{D}{E} [(\sigma_x + \sigma_y) + 2(\sigma_x - \sigma_y)(1 - \nu^2) \cos 2\varphi + 4\tau_{xy}(1 - \nu^2) \sin 2\varphi - \nu\sigma_z], \quad (10.18)$$

где  $\varphi$  — угол между началом отсчета и направлением измерения.

Если  $\tau_{xy} = \tau_{yz} = \tau_{zx} = 0$ , то, измерив изменение диаметра скважины в направлениях  $0$ ,  $30$  и  $90^\circ$ , получим систему уравнений:

$$\Delta D_{0,90} = \frac{D}{E} [(\sigma_x + \sigma_y) \pm 2(\sigma_x - \sigma_y)(1 - \nu^2) - \nu\sigma_z]; \quad (10.19)$$

$$\Delta D_{30} = \frac{D}{E} [(\sigma_x + \sigma_y) - (\sigma_x - \sigma_y)(1 - \nu^2) - \nu\sigma_z], \quad (10.20)$$

по которой можно рассчитать все действующие в массиве напряжения.

Если массив находится в условиях одноосного напряженного состояния, то

$$\sigma_x = \frac{\Delta D_{30}}{D} \frac{E}{\nu^2}. \quad (10.21)$$

Деформометры, применяемые для замера изменений диаметра скважин, бывают механические, на базе тензодатчиков электрического сопротивления, индукционные, емкостные и др.

Деформометрами можно измерять не только изменение диаметра скважин, но и величину отслоения кровли, изменения поперечных размеров целиков, а также контролировать процесс пучения пород почвы или стенок подземных выработок. Для перечисленных целей удобны емкостные и индукционные датчики, так как они могут быть включены в схему радиопередатчика. Это позволяет передавать информацию о состоянии участка наблюдения на приемный пульт посредством радиосигналов и соответственно создавать целую систему контроля за устойчивостью выработок горного предприятия.

Распространение получают также различные методы, основанные на покрытии стенок выработок оптически активными материалами, муаровыми сетками и др. Поляризационно-оптический метод основан на способности большинства прозрачных изотропных материалов (стекло, эпоксидная смола и т. д.) под воздействием напряжений приобретать свойство двойного лучепреломления. Величина двойного лучепреломления связана с величиной напряжений и может быть измерена оптическим методом.

Метод муаровых сеток основан на принципе механической интерференции, возникающей при наложении двух сеток друг на друга.

На изучаемую поверхность наносят сетку с шагом  $l$  и толщиной линии  $l/2$ . После того как сетка совместно с породой деформировалась, ее шаг становится  $l'$ . Наложение на эту сетку сетки-эталоны позволяет обнаружить интерференционные полосы с шагом  $L \gg l$ . Величина  $L$  связана с абсолютной деформацией поверхности.

В результате расчетов можно установить относительную величину деформации  $\varepsilon$ :

$$\varepsilon = \frac{2l}{L}. \quad (10.22)$$

Для оценки деформаций и напряжений можно использовать также метод лаковых покрытий. При деформировании породы хрупкий лак трескается, на его поверхности возникает сеть мелких трещин, число и размеры которых зависят от величин действующих напряжений, а направление перпендикулярно к растягивающим напряжениям.

Главным недостатком всех рассмотренных методов измерения напряжений является трудоемкость и ограниченность получаемой информации. Общее состояние напряженности массива пород вокруг выработки можно установить лишь физическими методами, основанными на использовании закономерностей изменения физических свойств пород от давления.

**Использование закономерностей распространения упругих колебаний.** Существуют пассивный и активный методы исследова-

ния упругих колебаний, применяемые с целью определения напряженного состояния массивов. Пассивный метод основан на наблюдениях за естественными упругими импульсами, возникающими в массиве горных пород при изменении его напряженного состояния. Установлено, что рост напряжений в породе сопровождается раскрытием в ней микротрещин, вызывающим эффект потрескивания массива.

Определив при помощи специального прибора — геофона частоту возникновения звуковых импульсов, можно оценить напряженное состояние массива. Так, выявлено, что в шахтах Криво-рожского бассейна 30—40 звуковых импульсов в минуту характеризуют возможность возникновения местных вывалов породы, а более 40 — неустойчивое состояние, предшествующее обрушению пород на изучаемом участке.

Активный метод акустических исследований основан на зависимости скорости и коэффициента поглощения упругих волн как от напряженного состояния пород, так и от степени их трещиноватости. Для монолитного образца связь между давлением  $p$ , приложенным к образцу, и скоростью распространения  $v_p$  упругих волн может быть описана следующим обобщенным эмпирическим выражением:

$$v_p = k \sqrt[n]{p}, \quad (10.23)$$

где  $k$  и  $n$  — коэффициенты, зависящие от типа пород.

Известна также следующая приблизительная связь между средним вертикальным напряжением в целике  $\sigma_{ц}$  и скоростью продольных упругих волн в нем  $v_{p.ц}$ .

$$\sigma_{ц} = \frac{1}{k} \Delta v_p, \quad (10.24)$$

где

$$k = f \left( \frac{\Delta v_p'}{\Delta \sigma} \right);$$

$$\Delta v_p = \frac{v_{p.ц} - v_p'}{v_p'},$$

$v_{p.ц}$  — среднее значение скорости упругой волны в направлении вертикальной оси целика;  $v_p'$  — то же, для образцов, отобранных из данного целика;  $\Delta \sigma$  — прирост напряжений в образце.

Коэффициент поглощения упругих волн, в свою очередь, обратно пропорционален величине нормальных напряжений в целике:

$$\frac{\sigma_{ц}'}{\sigma_{ц}''} = k_1 \frac{\theta_{ц}''}{\theta_{ц}'}, \quad (10.25)$$

где  $k_1$  — некоторый коэффициент;  $\theta'_{ц}$ ,  $\theta''_{ц}$  — коэффициенты поглощения, соответствующие двум различным напряжениям  $\sigma'_{ц}$  и  $\sigma''_{ц}$  в целике.

**Использование электрических и магнитных свойств пород.** Установлено, что с повышением давления электропроводность пород  $\sigma_{э}$ , замеренная по направлению действия давления, возрастает. Одновременно она уменьшается с увели-

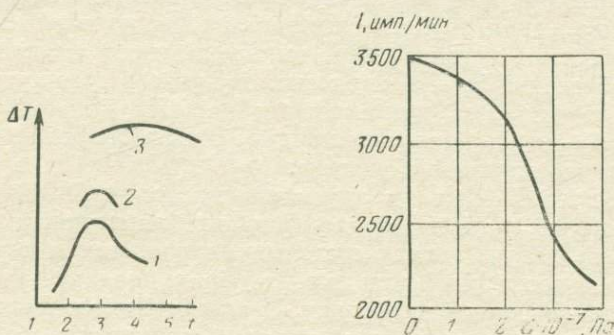


Рис. 10.16. Зависимость скорости распространения температуры в породах от давления: 1 —  $2 \cdot 10^8$  Па; 2 —  $4 \cdot 10^8$  Па; 3 —  $10^7$  Па

Рис. 10.17. Зависимость частоты импульсов гамма-излучения  $I$  от давления

чением степени трещиноватости сухих пород. Как известно, при одноосных напряжениях в целике наибольшая сеть трещин возникает в вертикальном или близком к вертикальному направлении. Поэтому, замерив  $\sigma_{э,в}$  по высоте целика и  $\sigma_{э,ш}$  по его ширине, можно установить отношение  $\sigma_{э,в}/\sigma_{э,ш}$ , которое характеризует степень устойчивости данного целика. Увеличение  $\sigma_{э,в}/\sigma_{э,ш}$  во времени будет указывать на снижение устойчивости целика.

Изменения диэлектрической проницаемости массивов пород с повышением давления также можно использовать для создания датчика напряженного состояния пород.

Так как магнитная проницаемость горных пород — ферромагнетиков в направлении действия сжимающей силы уменьшается, это явление можно использовать при оценке напряженного состояния массивов и целиков на железорудных месторождениях. Данный метод ценен тем, что показания датчика не зависят от влажности породы, так как магнитные проницаемости воздуха и воды примерно равны единице.

Поскольку распространение и поглощение электромагнитных волн в породах зависит от их электрических свойств, а последние с изменением давления изменяются, на этой основе можно осуществить радиоволновой метод контроля напряжений в породах.

Для бесконтактного измерения малых деформаций горных пород при проявлениях горного давления можно применять

также оптические квантовые генераторы (лазеры).

**Использование тепловых свойств пород.** Зависимость тепловых свойств пород от давления можно использовать для оценки напряженного состояния массивов пород путем регистрации характера изменения температуры во времени в скважине, расположенной на некотором расстоянии от нагревателя. Время достижения максимума температуры в измеряемой точке, зависящее от теплопроводности пород, меняется из-за изменения давления и нарушенности пород (рис. 10.16).

**На использовании зависимости поглощения гамма-излучения от плотности пород** [см формулу (4.97)] основан радиометрический метод измерения напряжений.

Исследования в шахтных условиях показали, что с увеличением давления число импульсов, прошедших поперек направления давления через некоторый объем горной породы, существенно уменьшалось (рис. 10.17). Радиометрический метод можно использовать для контроля за пучащими породами, так как пучение пород всегда сопровождается их разрыхлением и, следовательно, снижением плотности.

### 10.5. Обнаружение включений и опасных зон в массивах пород

Нарушение режима работы горного предприятия может произойти не только в связи с проявлениями горного давления, но и при встрече добычных машин с неожиданными препятствиями — крупными включениями крепких пород, карстами, заполненными водой, сильно разрушенными зонами, пльвунами, и т. д. В связи с этим необходимо осуществлять по возможности непрерывный контроль за состоянием и составом разрабатываемого массива пород с опережением забоя по крайней мере на 5—10 м.

Для целей такой технологической разведки или интроскопии можно использовать практически все ранее описанные геофизические методы разведки месторождений. Однако малые глубины и объекты разведки обуславливают ряд особенностей применения этих методов в горном производстве.

В практике геофизической разведки ультразвук не находит применения из-за малых баз возможного прозвучивания (до нескольких метров). В то же время в горной практике на принципе отражения упругих колебаний разработан ультразвуковой датчик, позволяющий обнаруживать твердые доломито-углистые включения в каменном угле впереди работающего роторного экскаватора и различные инородные геологические тела при подземной разработке (рис. 10.18).

Так как две породы могут иметь одинаковые значения одних параметров и различные значения других, выбор того или иного способа интроскопии в конкретном случае зависит от возможности обнаружить границу контакта разных тел данным способом.

Акустическими методами можно обнаруживать контакты двух пород, если их удельные волновые сопротивления различны. Так, изменение скорости упругих колебаний при замерзании влажных пород используется для определения механических свойств мерзлых пород и мощности мерзлых слоев. Акустическим методом можно выявлять трещиноватые зоны в скальных породах, заполненные льдом.

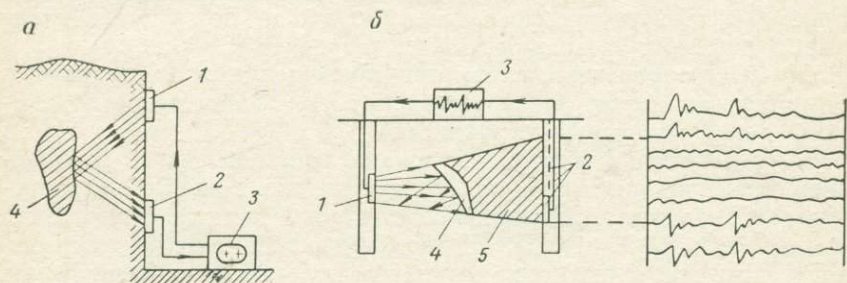


Рис. 10.18. Обнаружение инородного включения в массиве пород методами отражения (а) и просвечивания (б):

1 — излучатель; 2 — приемник; 3 — осциллограф; 4 — включение; 5 — область акустической тени

При выборе частоты упругих колебаний для исследования массивов исходят из следующих условий:

$$\left. \begin{aligned} \lambda_{\max} &\leq d_{\min}; \\ f_{\max} &\geq \frac{n_{\min} v p}{l_{\min}}, \end{aligned} \right\} \quad (10.26)$$

где  $\lambda_{\max}$  и  $f_{\max}$  — максимальная длина и частота упругой волны;  $d_{\min}$  — минимальный размер неоднородности;  $n_{\min}$  — минимальное число периодов волны, необходимое для обеспечения селективного приема отраженного сигнала;  $l_{\min}$  — минимальное расстояние до неоднородности.

Широкие перспективы имеют электрические и радиоволновые методы интроскопии массивов пород. Так, метод электроинтроскопии может быть использован для прогноза водоносных зон на угольных шахтах.

Так как удельное электрическое сопротивление увлажненной зоны значительно меньше сопротивления вмещающей среды  $\rho_{13}$ , то, используя метод электросопротивлений, можно обнаружить водоносную зону радиусом  $r$  согласно уравнению

$$\frac{\rho_k}{\rho_{13}} = 1 - 2r^3 \frac{l^3}{[(h^2 - a^2)^2 + l^2 h^2]^{3/2}}, \quad (10.27)$$

где  $\rho_k$  — кажущееся (суммарное) сопротивление пород над центром зоны;  $l$  — полуразнос питающих электродов ( $AB/2$ );  $h$  — расстояние от центра водоносной зоны до точки наблюдения.

Эффективность применения данного метода обеспечивается при соблюдении условия

$$\left| \frac{\rho_k - \rho_{1\varepsilon}}{\rho_{1\varepsilon}} \right| \geq 0,2. \quad (10.28)$$

Рассмотренный метод электроинтроскопии применен на шахтах Подмосковского угольного бассейна.

Для выделения пористых и трещинно-кавернозных участков в однородном по химическому составу разрезе карбонатных пород можно применять метод вызванной поляризации (см. раздел 10.2).

Коэффициент поляризуемости трещиноватого блока параллельно  $\eta_{\parallel}$  и перпендикулярно  $\eta_{\perp}$  направлению трещин различен и зависит от степени их раскрытия и электрического сопротивления трещин, заполненных водой.

Получена следующая конечная формула связи эффективной пористости  $P_{\text{эф}}$  и коэффициента поляризуемости вдоль трещин  $\eta_{\parallel}$ :

$$P_{\text{эф}} = \left( 1 + \frac{m+1}{m} \frac{\rho_{\varepsilon 2}}{\rho_{\varepsilon 1}} \frac{\eta_{\parallel}}{\eta - \eta_{\parallel}} \right)^{-1}, \quad (10.29)$$

где  $m$  — число трещин;  $\rho_{\varepsilon 1}$  и  $\rho_{\varepsilon 2}$  — удельное электрическое сопротивление соответственно нетрещиноватой породы и трещин, заполненных водой;  $\eta$  — коэффициент поляризуемости нетрещиноватого блока породы.

Радиоволновые методы пригодны для контроля ширины и состояния угольных целиков в очистных забоях, причем выполнить этот контроль данными методами можно даже при доступе к целикам с одной стороны.

О толщине целика судят по изменению сопротивления излучающих и приемных антенн, а в случае контроля целиков, состоящих из хорошо проводящих пород, — по величине индуцированных в этих породах токов.

При этом с целью снижения влияния влажности пород на результаты измерения используют электромагнитные волны высокой частоты, так как с увеличением частоты поля влияние воды на величины  $\varepsilon_r$ ,  $\text{tg } \delta$  и  $\rho_{\varepsilon}$  уменьшается (см. раздел 4.2).

Изменения магнитной проницаемости руд с изменением температуры используются в методах обнаружения участков массива с повышенной температурой.

С целью выявления тепловых аномалий проводят также геотермические наблюдения через опережающие шпурь. Интерпретация этих аномалий позволяет судить о том, что может встретиться на пути проведения выработки: подземные воды, скопление газов, рудные включения и т. д.

**Обнаружение участков, опасных по внезапным выбросам угля и пыли.** Одним из опаснейших проявлений горного давления

являются горные удары и внезапные выбросы угля (породы) и газа, происходящие мгновенно и сопровождающиеся разрушением больших объемов массива.

Причиной этих явлений служит комплекс различных факторов — повышенные напряжения, давление газа в пластах, механические свойства и состояние горных пород.

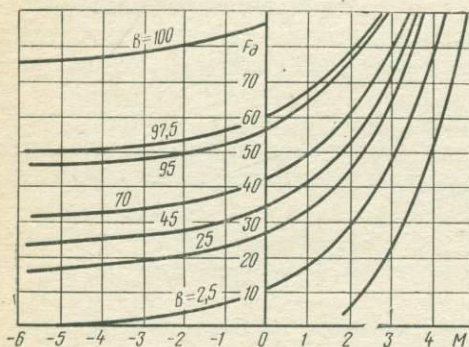


Рис. 10.19. Номограмма ИГД им. А. А. Скочинского для определения выбросоопасности угольных пластов Кузбасса

Приближенно потенциальную удароопасность угольного пласта оценивают коэффициентом нагруженности  $K_H$ :

$$K_H = K_K \left[ \frac{\gamma H a_\alpha + \sigma_T}{\sigma_{сж}} \right], \quad (10.30)$$

где  $K_K$  — коэффициент концентрации напряжений;  $\gamma$  — объемный вес горных пород;  $H$  — глубина залегания пласта;  $a_\alpha$  — коэффициент влияния угла падения;  $\sigma_T$  — напряжения тектонического поля;  $\sigma_{сж}$  — предел прочности угольного пласта при сжатии.

Таким образом, весьма важно в угольных пластах определять зоны повышенных напряжений, являющиеся потенциально опасными по выбросам угля и газа. Такие зоны могут быть выявлены выше рассмотренным пассивным акустическим методом с помощью геофонов. Так, например, акустический каротаж скважин, пробуренных в Донбассе по падению пласта, позволил выявить зоны пласта с повышенной шумностью. При этом установлено, что критерием прогноза выбросоопасных зон можно считать более чем двукратное превышение интенсивности потрескиваний над средним уровнем.

По методике ВостНИИ выбросоопасность пласта оценивается через показатели  $K_1$  и  $K_2$ :

$$\begin{aligned} K_1 &= \Delta M - 10f^2; \\ K_2 &= \Delta M - 25f^3, \end{aligned} \quad (10.31)$$

где  $\Delta M$  — средневзвешенный показатель начальной скорости газоотдачи угля с учетом всех угольных пачек пласта в сечении выработки;  $f$  — средневзвешенный коэффициент крепости пласта.

Для условий Кузбасса при  $K_1 < 1$  — зона не опасна по внезапным выбросам. При  $K_1 > 1$  решающим фактором является  $K_2$ : если  $K_2 > 1$  — пласт опасен, если  $K_2 < 1$  — условно опасен.

По методике ИГД им. А. А. Скочинского угольный пласт описывают более разносторонне: в том числе характеристиками нарушенности, неоднородности, показателями структуры пласта и т. д.

Показатель  $B$ , характеризующий выбросоопасность, определяют по специальной номограмме (рис. 10.19), предварительно рассчитав показатели действующих сил  $F_d$  и устойчивости пластов  $M$ :

$$F_d = P_\sigma \cdot 10^{-5} + 0,1H; \quad (10.32)$$

$$M = M_n - s_{\text{MH}},$$

где  $P_\sigma$  — давление газов, Па;  $H$  — глубина разработки, м;  $M_n = f - b$  — устойчивость пласта без учета его неоднородности;  $f = 2,6 \cdot 10^{-6} \sigma_{\text{сж}} - 11,4$  — обобщенный показатель прочности пласта с учетом его нарушенности;  $b = m + 1,6n + 0,1$  — обобщенный показатель структуры пласта с учетом его мощности  $m$  и числа пачек в пласте  $n$ ;  $s_{\text{MH}}$  — среднеквадратичное отклонение показателя устойчивости пласта  $M_n$ , характеризующее его неоднородность.

При  $B < 25\%$  угольный пласт считается неопасным по выбросам, при  $B > 45\%$  — опасным. В пластах, которые характеризуются показателем  $B = (25 \div 45)\%$ , внезапные выбросы угля и газа возможны.

Таким образом, для оценки выбросоопасности угольных пластов необходимо в натуре измерять их прочность, проницаемость, степень нарушенности и структуру. Все эти параметры можно определить различными методами интроскопии и геофизической разведки, описанными ранее.

## 10.6. Методы контроля за составом полезных ископаемых

Состав полезных ископаемых определяют почти на всех стадиях горного процесса — при оценке промышленных запасов месторождения, в процессе добычи в забое, при дроблении, измельчении и на разных стадиях обогащения.

Из существующих методов определения состава наиболее распространен прямой метод химического анализа, заключающийся в отборе пород в соответствующей точке технологического звена и анализе их на содержание искомых элементов в лаборатории. Такой метод обладает высокой точностью, но продолжителен по времени. Поэтому оперативный и тем более непрерывный

контроль качества с одновременной регулировкой параметров процесса на базе химических анализов практически неосуществим. Такой контроль возможен только на базе физических датчиков состава.

Выделяют пять групп физических методов контроля.

**Группа рентгеновских методов.** В эту группу входят методы, основанные на воздействии рентгеновского излучения на горные породы. Наиболее широко используется рентгеноспектральный метод (см. раздел 1.7). Он применим не только в лабораторных условиях, но и непосредственно в технологическом потоке в сочетании с автоматическими пробоотборниками и механизмами подготовки проб с целью определения содержания различных элементов. В установках используют несколько спектрометров, настроенных на автоматическое измерение содержания в пробе соответствующих элементов.

**Группа радиационных методов.** Эти методы основаны на действии ядерных излучений на ядра и оболочки атомов различных элементов. За счет ядерных реакций возникает поток вторичных частиц, а в ряде случаев наводится вторичная радиоактивность. Интенсивность вторичных излучений фиксируется, и она служит в качестве исходной информативной характеристики содержания того или иного элемента.

При бескристальном рентгеноспектральном методе горную породу облучают радиоизотопным источником, способным возбуждать характеристическое рентгеновское излучение анализируемого элемента. Последнее фиксируется счетчиком рентгеновского излучения, позволяющим выделять импульсы с амплитудой, соответствующей характеристическому излучению. Этот метод использован для контроля содержания железа в рудах.

К данной группе относятся также различные методы ядерных реакций на заряженных частицах. Известен, например, альфа-нейтронный метод, который основан на возбуждении ядерных реакций и создании потока нейтронов в легких элементах облучением их  $\alpha$ -частицами.

Выход нейтронов на каждый миллион  $\alpha$ -частиц различен для разных элементов (например, при энергии  $\alpha$ -частиц  $8,5 \cdot 10^{-13}$  Дж для Li он равен 2,6 для Be — 80, для Al — 0,74).

Формула расчета массового содержания  $m_1$  анализируемого элемента в пробе полезного ископаемого имеет следующий вид:

$$m_1 = \frac{m_2}{1 + \frac{\rho_2}{\rho_1} \left( \frac{N_0 - N_1}{N_1} \right)}, \quad (10.33)$$

где  $m_2$  — содержание анализируемого элемента в контролируемом минерале;  $\rho_1$  и  $\rho_2$  — плотности вмещающего и контролируемого минералов;  $N_0$  и  $N_1$  — интенсивность счета квантов при облучении эталона (чистого минерала без примесей) и данной пробы.

Методы ядерных реакций на нейтронах основаны на облучении вещества потоком нейтронов и фиксации ответных потоков  $\alpha$ -частиц, протонов,  $\gamma$ -лучей, тепловых нейтронов и т. д.

Методы ядерных реакций на облучение пород  $\gamma$ -лучами возможны в том случае, когда энергия  $\gamma$ -квантов превосходит энергию связи нуклонов в ядре. Тогда наиболее вероятным ответным потоком является выход нейтронов.

Методы активационного анализа основаны на возникновении в определяемых элементах наведенной активности, величина которой может служить мерой содержания анализируемого элемента.

При наличии эталона расчет массового содержания  $m$  анализируемого элемента в пробе производят по формуле

$$m_1 = m_2 \frac{N_1}{N_2}, \quad (10.34)$$

где  $m_2$  — содержание элемента в эталоне;  $N_1$  и  $N_2$  — интенсивность излучения элемента в образце и эталоне.

В методах ядерного гамма-резонанса (эффект Мессбауэра) используют явление резонансного поглощения  $\gamma$ -квантов.

**Группа полярографических методов** объединяет физико-химические методы контроля за содержанием полезного элемента (или, в отличие от предыдущих методов, полезного минерала). Данные методы основаны на определении зависимости того или иного параметра тока, проходящего через электролитическую ячейку с контролируемым раствором, от приложенного к электродам напряжения. Указанное обстоятельство обуславливает необходимость предварительного растворения минералов.

К группе **оптико-спектральных методов** относятся эмиссионный (см. раздел 1.7), а д с о р б ц и о н н ы й, основанный на определении спектров поглощения газов и жидкости, и люминесцентный, заключающийся в изучении спектров люминесценции вещества, возбуждаемых ультрафиолетовыми лучами. Люминесцентный метод отличается высокой чувствительностью, превосходящей чувствительность эмиссионного метода на 2—3 порядка.

Так, например, цвет свечения шеелита при содержании в нем 0,35—0,5% примесей молибдена из интенсивно-голубого переходит в голубовато-белый. Примесь молибдена в нем содержанием от 0,5 до 4% вызывает желтое или зеленовато-желтое свечение.

Сравнением свечения образцов шеелита со свечением эталонов из искусственных смесей можно определить содержание молибдена в руде с точностью до десятых долей процента. Содержание примесей ртути в виллемите, который в чистом виде дает очень яркое зеленое излучение, может быть определено даже с точностью до 0,01%. Люминесцентный метод перспективен также при анализе циркона и сподумена.

Значительная люминесценция присуща нефти. Поэтому, исследуя люминесценцию извлеченной из скважины породы, можно

сделать заключение о наличии или близком расположении нефтеносных слоев.

Группа методов по физическим свойствам пород основана на зависимости физических свойств пород от минерального состава. Как известно, для простейших скалярных параметров (например, плотности)

$$X_{\text{ср}} = \sum_{i=1}^n X_i V_i, \quad (10.35)$$

поэтому, измерив  $X_{\text{ср}}$  и зная параметры  $X_i$  составляющих компонентов для двухминеральной породы, можно непосредственно вычислить относительное объемное содержание того или иного минерала в породе:

В случае трехкомпонентной горной породы необходимо вместо одного параметра, определенного экспериментально для данной породы, иметь два: например, дополнительно к плотности  $\rho$  — удельную теплоемкость породы  $c$ , которая также зависит только от состава.

Действительно, так как

$$\rho_{\text{ср}} = \rho_1 V_1 + \rho_2 V_2 + \rho_3 (1 - V_1 - V_2) \quad (10.36)$$

и

$$c_{\text{ср}} = c_1 V_1 + c_2 V_2 + c_3 (1 - V_1 - V_2), \quad (10.37)$$

то после преобразований получим

$$V_1 = \frac{(\rho_{\text{ср}} - \rho_3)(c_2 - c_3) - (c_{\text{ср}} - c_3)(\rho_2 - \rho_3)}{(\rho_1 - \rho_3)(c_2 - c_3) - (c_1 - c_3)(\rho_2 - \rho_3)}. \quad (10.38)$$

Так как на величину определяемых характеристик влияет не только состав пород, но и другие факторы (строение, температура и т. д.), одиночные измерения часто не дают нужной точности. Для повышения точности измерений используют один из следующих приемов:

1) обеспечивают постоянство второстепенных факторов во всех измерениях;

2) выбирают такие параметры измерительного поля (например, частоту), при которых влияние второстепенных факторов минимально;

3) осуществляют перекрестное определение содержания полезного компонента.

В последнем случае используют не одну, а несколько зависимостей физического параметра от состава породы.

Например, для двухкомпонентной горной породы вдоль слоистости:

$$\left. \begin{aligned} \rho &= \rho_1 V_1' + \rho_2 (1 - V_1'); \\ c_V &= c_{V_1} V_1'' + c_{V_2} (1 - V_1''); \\ \lambda &= \lambda_1 V_1''' + \lambda_2 (1 - V_1'''). \end{aligned} \right\} \quad (10.39)$$

Расчитанные по этим уравнениям  $V_1'$ ,  $V_1''$  и  $V_1'''$  отличаются друг от друга из-за влияния на  $\rho$ ,  $c_V$  и  $\lambda$  побочных факторов. Однако это влияние для разных свойств различно. Поэтому среднее значение  $V_1$  будет более близко к истинному:

$$V_1 = \frac{1}{3} (V_1' + V_1'' + V_1'''). \quad (10.40)$$

Связь между свойствами минералов, средним значением физического параметра и объемным содержанием компонента, имеющего меньшее значение параметра, для физических характеристик может быть представлена соответствующими номограммами (см. рис. 1.11 и 1.13).

На практике для разработки физических методов определения состава пород используют практически все известные физические характеристики пород.

Распространены емкостные, электрические, магнитные, плотностные, термографические и другие методы определения состава полезных ископаемых.

Емкостные (диэлектрические) методы основаны на зависимости  $\epsilon_r$  и  $\operatorname{tg} \delta$  пород от их минерального состава.

Определение  $\epsilon_r$  и  $\operatorname{tg} \delta$  или параметров, пропорциональных им, осуществляют различными приемами:

а) измерением поглощения электромагнитных волн в предварительно высушенной пробе и определением содержания компонента по тарировочному графику зависимости коэффициента поглощения от содержания компонента (или непосредственно по прибору, проградуированному заранее);

б) сравнением показаний двух генераторов, один из которых подключен к эталонному образцу.

В электрических (кондуктометрических) методах используют зависимость удельного электрического сопротивления пород от содержания в них хорошо проводящего компонента. Так как электропроводность пород особенно сильно зависит от их строения и влажности, с целью получения достоверных результатов пробы должны быть измельчены и высушены.

Магнитные методы основаны на зависимости магнитной проницаемости породы от содержания в ней ферромагнитных минералов. Эти методы могут быть использованы для контроля качества измельченной магнетитовой руды на конвейерной ленте и в пульпопроводах.

Изменение реактивного  $\Delta X$  и активного  $\Delta R$  сопротивлений вычисляют по формулам:

для проходной катушки индуктивности:

$$\Delta X = \frac{\pi}{l} (nr_k)^2 \omega \mu_0 (\mu - 1); \quad (10.41)$$

$$\Delta R = \frac{\pi}{8l} (nr_k^2 \mu_0 \mu \omega)^2 \sigma \epsilon; \quad (10.42)$$

для накладной катушки (кольца Гельмгольца):

$$\Delta X = \omega \mu_0 V \kappa' \left( \frac{8,99n}{4\pi r_K} \right)^2; \quad (10.43)$$

$$\Delta R = \omega \mu_0 V \kappa'' \left( \frac{8,99n}{4\pi r_K} \right)^2, \quad (10.44)$$

где  $l$ ,  $n$  и  $r_K$  — длина, число витков и радиус катушки;  $\omega$  — частота тока;  $\mu$  и  $\mu_0$  — магнитная проницаемость вещества и магнитная постоянная вакуума;  $V$  — объем исследуемой пробы;  $\kappa'$ ,  $\kappa''$  — действительная и мнимая части объемной магнитной восприимчивости.

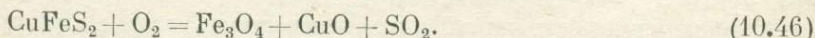
При сравнительных измерениях одним датчиком измеряют магнитную восприимчивость  $\Delta \chi_3$  эталона, другим —  $\Delta \chi_M$  пробы. Объемное содержание полезного компонента в пробе вычисляют по формуле

$$V_M = V_3 \frac{\Delta \chi_M}{\Delta \chi_3}, \quad (10.45)$$

где  $V_3$  — объемное содержание полезного компонента в эталоне.

Предварительный обжиг некоторых руд приводит к появлению ферромагнитных компонентов. В таком случае магнитные методы определения содержания полезного компонента можно применять и для руд, не имеющих минералов-ферромагнетиков в исходном составе.

Так, обжиг халькопирита при температуре 800—900° С приводит к образованию магнетита согласно реакции



Содержание в руде магнетита полностью соответствует содержанию в ней халькопирита. Таким образом, магнитный метод с предварительным обжигом пробы позволяет определить содержание меди в сульфидной руде. А так как существуют корреляционные связи между содержанием в полиметаллической руде меди и цинка, этот метод в конечном счете может дать полные сведения о содержании всех полезных компонентов в руде данного месторождения.

В плотностных методах используют различие минералов по плотности. Так, если анализируемую руду можно представить как двухкомпонентную, причем компоненты существенно различаются по своим объемным массам  $\rho_1$  и  $\rho_2$ , то можно использовать метод определения объемной массы смеси  $\rho_{\text{ср}}$ , по которому можно вычислить содержание полезного компонента  $V$ :

$$V = \frac{\rho_{\text{ср}} - \rho_2}{\rho_1 - \rho_2}. \quad (10.47)$$

Подобный метод контроля степени разубоживания руды нашел применение, например, на Иртышском полиметаллическом

руднике, где средняя объемная масса пород  $\rho_{\text{п}}$  составляет  $2,7 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$ , а руд —  $\rho_{\text{р}} = 3,6 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ .

Объемное разубоживание руды  $R_{\text{об}}$  (в %) определяют по формуле

$$R_{\text{об}} = \frac{\rho_{\text{р}} - \frac{M_{\text{в}} k_{\text{р}}}{V_{\text{в}} k_{\text{з}}}}{\rho_{\text{р}} - \rho_{\text{п}}} 100, \quad (10.48)$$

где  $M_{\text{в}}$  — масса руды в вагоне;  $k_{\text{р}}$  и  $k_{\text{з}}$  — коэффициенты разрыхления руды в вагоне и заполнения вагона (значения их определяют как средние по шахте);  $V_{\text{в}}$  — объем вагона.

Значения  $\rho_{\text{р}}$  и  $\rho_{\text{п}}$  регулярно уточняют для конкретных участков, по отношению к которым определяется  $R_{\text{об}}$ .

Опыт применения такого метода в течение нескольких лет показал, что по сравнению с химическим анализом проб ошибки определения содержания меди в руде не превышают 5%, содержания свинца и цинка — 8%.

Плотностной метод может быть использован и для оценки массового содержания  $V_{\text{м}}$  анализируемого минерала (например, магнетита) в пульве:

$$V_{\text{м}} = \frac{\rho_{\text{п}} - 1}{\rho_{\text{м}} - 1}, \quad (10.49)$$

где  $\rho_{\text{м}}$  и  $\rho_{\text{п}}$  — плотности соответственно магнетита и пульпы.

Термографический метод основан на аномальных изменениях температуры нагреваемых минералов. Характер изменения температуры большинства минералов при их нагреве — нелинейный, имеет ряд областей резкого повышения или понижения температуры минералов. Эти эффекты связаны с фазовыми превращениями минералов, при которых происходит либо поглощение, либо выделение тепла. Температурные аномалии для каждого минерала строго определены и постоянны (рис. 10.20). Лишь незначительное число минералов не имеет аномальных изменений температуры (термоинертные), например полевые шпаты, измененный нефелин и др. Поэтому по характерным аномалиям на термограммах можно судить о наличии тех или иных минералов в породе.

**Контроль зольности каменных углей.** В угледобывающей промышленности необходима оценка качества добываемого каменного угля. Основной показатель качества угля — это его зольность  $A^c$ .

Обычный метод контроля зольности — это сжигание в стандартных условиях (при температуре печи  $815^\circ \text{C}$ ) навески угля и взвешивание минерального остатка. Процесс этот длится 3 ч. В то же время исследованиями установлено, что от зольности углей зависят практически все их физические свойства.

Так, известно, что с увеличением зольности углей возрастает скорость распространения в них ультразвука; с увеличением

степени метаморфизации углей повышается их диэлектрическая проницаемость; определенным образом меняется их отражательная способность (рис. 10.21).

Для некоторых угольных бассейнов (например, Подмосковного) вычислены корреляционные зависимости, по которым можно судить о зольности углей по величине их объемной массы (рис. 10.22).

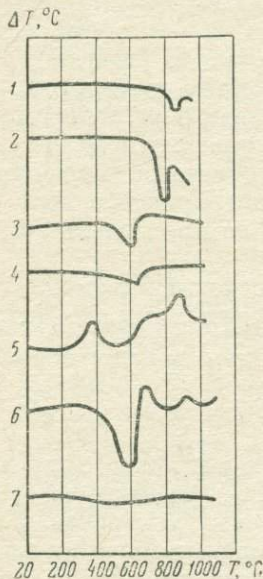


Рис. 10.20. Термограммы некоторых минералов:

1 — галит; 2 — сильвинит; 3 — кварц; 4 — гематит; 5 — магнетит; 6 — сидерит; 7 — ортоклаз

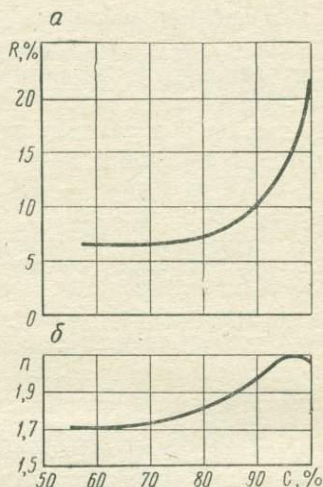


Рис. 10.21. Зависимость коэффициента отражения  $R(a)$  и коэффициента преломления света  $n(b)$  от содержания углерода в каменном угле

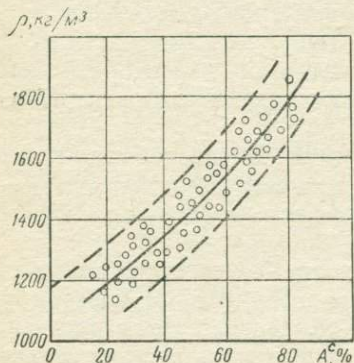


Рис. 10.22. Зависимость объемной массы углей Подмосковного угольного бассейна от их зольности  $A^c$

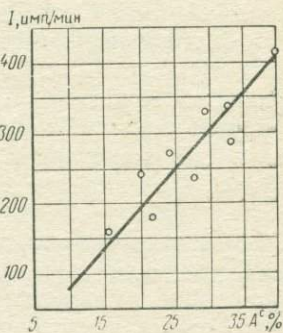


Рис. 10.23. Зависимость радиоактивности  $I$  углей от их зольности

Существует связь между зольностью углей и содержанием в них тория (в %), которая может быть представлена так:

$$\text{Th} = (0,13A^c + 6,66) 10^{-4}. \quad (10.50)$$

Поэтому общая интенсивность  $I$  естественного гамма-излучения (в имп./мин) зависит от зольности углей и описывается следующим уравнением (рис. 10.23):

$$I = 11,42A^c - 39,4. \quad (10.51)$$

В конструкциях датчиков зольности углей используют наиболее четкие для конкретного месторождения зависимости свойств от зольности.

### 10.7. Контроль влажности

Оценка влажности пород в настоящее время наиболее часто осуществляется прямым методом — сушкой породы и последующим взвешиванием ее с целью установления массы содержащейся в породе воды.

Основной недостаток этого метода — большие затраты времени и невозможность включения его в технологическую схему предприятия. В связи с этим более перспективны физические методы оценки влажности, основанные на известных зависимостях свойств пород от влажности.

**Весовой метод** основан на законе Архимеда. Если породу взвесить в воздухе  $G$ , а затем взвесить ее в воде  $G_1$ , то при постоянном удельном весе породы  $\gamma_0$  можно определить влажность  $w$ :

$$w = \frac{1}{\gamma_0 - 1} \left[ \gamma_0 - \frac{G}{G - G_1} \right]. \quad (10.52)$$

**Тепловой метод.** Нагрев влажной пробы сопровождается парообразованием. Давление пара возрастает и стабилизируется через 1 мин после начала сушки. Величина этого давления является функцией влажности породы.

К этому методу близок **термоакустический метод** контроля влажности, при котором фиксируют не давление пара, а степень изменения частоты собственных колебаний  $f_0$  некоторой гидрофильной мембраны, расположенной в области действия паров. Частота  $f_0$  зависит от влажности пород.

**Метод теплопроводности** основан на зависимости величины коэффициента теплопроводности от влажности пород.

**Метод ядерного магнитного резонанса (ЯМР).** Если в магнитное поле мощного постоянного магнита внести воду и одновременно воздействовать на нее высокочастотным магнитным полем, то протоны воды придут в колебательное движение.

При определенной частоте переменного поля протоны переходят в состояние резонанса. Этому моменту соответствует наибольшее поглощение водой энергии магнитного поля. Если в поле магнита внести влажную породу и достичь состояния магнитного резонанса, то величина этого резонанса будет прямо пропорциональна числу протонов воды, т. е. влажности образца.

**Нейтронный метод** основан на явлении поглощения потока нейтронов атомами водорода (см. раздел 10.3).

Для случая, когда источником быстрых нейтронов служит полоний-бериллиевый генератор интенсивностью около  $2,5 \times 10^6$  нейтрон, установлена следующая зависимость между интенсивностью медленных нейтронов  $I$  (скоростью счета) и влажностью  $w$  (в %):

$$I = 1225 + 4w + 1219w^2 - 1,53w^3 + 0,1w^4. \quad (10.53)$$

**Емкостные методы** основаны на зависимости  $\epsilon_r$  и  $\operatorname{tg} \delta$  горных пород от их влажности. В этих методах в качестве датчика применяют плоский или цилиндрический конденсатор. Непосредственное соприкосновение датчика с породой не обязательно.

Разработано много диэлектрических влагомеров, приспособленных для решения различных технологических задач, в частности для контроля качества увлажнения угольного пласта.

При этом необходимо учитывать, что диэлектрические свойства каменных углей зависят как от влажности  $w$ , так и от зольности  $A^c$ . Установлено, что для углей и углистых сланцев Донбасса существует следующая корреляционная зависимость  $\epsilon_r$  от влажности, зольности и частоты электрического поля  $f$ :

$$\epsilon_r = \epsilon_c (1 + 0,01A^c w + 0,03A^c w e^{-0,05A^c w f}), \quad (10.54)$$

где  $\epsilon_c \approx 4$  — диэлектрическая проницаемость сухих углей при зольности 2—3%.

Так как при контроле влажности в качестве основной выступает зависимость свойств пород от содержания в них воды, зависимость этих свойств от минерального состава становится помехой и должна быть максимально уменьшена или исключена. При этом можно использовать различное влияние влажности на диэлектрическую проницаемость пород, определенную при высоких и низких частотах электромагнитного поля. (см. раздел 6.1).

Определяется, например, диэлектрическая проницаемость породы при высокой частоте, что соответствует значению  $\epsilon_{r1}$  данной практически сухой горной породы. Затем определяется диэлектрическая проницаемость  $\epsilon_{r2}$  при низкой частоте [электрического поля].

Отношение  $\epsilon_{r2}/\epsilon_{r1}$  определенным образом связано с влажностью породы.

**Кондуктометрические влагомеры** принципиально не отличаются от подобных датчиков состава горных пород (см. раздел 10.6).

Они делятся на приборы, у которых датчики регистрируют влажность без уплотнения проб и с принудительным их уплотнением.

Очень существенна зависимость показаний прибора от состояния поверхности контролируемой породы, гранулометрического ее состава и надежности контакта с электродами.

Измеряя электропроводность образцов пород, можно установить параметр непрерывности токопроводящих каналов  $k_{н.к}$ :

$$k_{н.к} = \frac{\sigma_{э.в}}{\sigma_{э.т}}, \quad (10.55)$$

где  $\sigma_{э.в}$  — замеренная удельная электропроводность влажной породы;  $\sigma_{э.т}$  — удельная электропроводность породы, полученная расчетным путем по известным проводимостям слагающих породу минералов и процентному содержанию хорошо проводящих включений из условия, что включения располагаются изолированно друг от друга. Величина  $k_{н.к}$  связана с влажностью пород и их проницаемостью. Этим же методом можно определить открытую пористость пород.

### 10.8. Методы контроля за отдельными технологическими процессами

**Контроль за режимом работы добычных комбайнов.** Установлено, что минимальным удельным энергозатратам при добыче угля соответствует работа комбайна при постоянном отношении скорости его подачи  $v_n$  к скорости резания  $v_{рз}$ :

$$\frac{v_n}{v_{рз}} = \text{const}. \quad (10.56)$$

Таким образом, при работе добычного комбайна необходимо поддерживать постоянное отношение  $v_n/v_{рз}$ . Скорость резания зависит от физических свойств углей, конструкции исполнительного органа и мощности электродвигателя комбайна. С изменением свойств углей происходит изменение и момента сил резания исполнительным органом. Так, при встрече зубков комбайна с породным прослойком момент сил  $M_n$  возрастает по следующему закону:

$$M_n = M_y \left[ \left( 1 - \frac{n_n}{n_o} \right) + \frac{f_n n_n}{f_y n_y} \right], \quad (10.57)$$

где  $M_y$  — момент сил резания по углю;  $n_n$ ,  $n_o$  и  $n_y$  — число линий резания соответственно по породному прослойку общее и углю;  $f_n$  и  $f_y$  — коэффициенты крепости соответственно породного прослойка и угля.

Так как момент сил  $M_p$  не должен превышать критический момент, при котором происходит поломка комбайна, необходимо соответственно уменьшить скорость подачи, а следовательно, в систему автоматизации работы комбайна должен все время поступать сигнал о прочности (или пропорциональной ей величине) разрушаемого слоя.

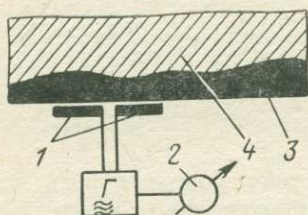


Рис. 10.24. Принципиальная схема радиодатчика толщины угольной пачки:

1 — пластины измерительного конденсатора; 2 — измерительный прибор; 3 — угольный прослой; 4 — вмещающая порода; Г — генератор

В настоящее время в качестве параметра, пропорционального прочности породы, принимают усилия, возникающие в исполнительном органе, которые можно определять, например, тензодатчиками.

При добыче угля необходимо осуществлять автоматизацию направления движения комбайна. Чтобы устранить внедрение комбайна в почву или кровлю пласта и обеспечить оставление предохранительной пачки угля заданной толщины, применяют датчики, реагирующие на границу раздела двух сред — угля и породы.

В качестве таких датчиков можно применять устройства, фиксирующие различия в электропроводности, скорости упругих волн, скорости электромагнитных колебаний, поглощения  $\gamma$ -лучей в углях и вмещающих породах.

По принципу отражения ультразвуковой волны работают, например, ультразвуковые датчики. Эти датчики по времени прохождения прямого и отраженного лучей от плоскости раздела уголь — порода позволяют определять расстояние от комбайна до границы между углем и вмещающей породой.

С помощью гамма-излучения задача регулирования движения комбайна в пределах угольного пласта решается следующим образом. Источник  $\gamma$ -лучей, в качестве которого применяется обычно радиоактивный изотоп, располагают в комбайне вблизи слоя угля в почве пласта, по которому движется комбайн. Гамма-лучи направляют в уголь. Впереди комбайна устанавливают счетчик, улавливающий отраженные от границы уголь — порода лучи. По количеству принятых  $\gamma$ -квантов судят о толщине угольного прослойка. Приборы этого типа позволяют измерять слой угля в почве пласта до 10 см с точностью  $\pm 1,3$  см. Такая аппаратура успешно работает на угольных пластах мощностью 0,8 м.

Подобную задачу можно решить и радиоволновыми методами. Датчик, разработанный в Днепропетровском горном институте, основан на измерении емкости  $C_a$  конденсатора (рис. 10.24):

$$C_a = \frac{lk\varepsilon_1\varepsilon_2'(d_1+d_2)}{4\left(\ln\frac{l}{a}-0,69\right)(\varepsilon_1d_2+\varepsilon_2d_1)}, \quad (10.58)$$

где  $l$  и  $a$  — длина и ширина одного плеча вибратора;  $k$  — коэффициент, учитывающий расположение породы или угля в поле конденсатора;  $\varepsilon_1$  и  $\varepsilon_2$  — диэлектрические проницаемости угля и породы;  $d_1$  и  $d_2$  — толщины слоев угля и породы.

В рассматриваемом примере расположение диэлектрика одно-стороннее (развернутый конденсатор), поэтому коэффициент  $k$  принят 0,5.

Как видно из формулы (10.58), увеличение толщины угольной пачки приводит к уменьшению емкости антенного контура, что позволяет следить за отклонением толщины угольной пачки от заданного значения.

Датчик мощностью 20 Вт, работающий на частоте около 400 МГц, пригоден для достаточно точного (ошибка  $\pm 5\%$ ) измерения толщины угольной пачки в пределах 0—200 мм.

**Контроль упрочнения горных пород** необходим для своевременного прекращения этого процесса, а также обнаружения зон, в которых по тем или иным причинам упрочнение не происходит. Для этих целей используют физические характеристики, легко фиксируемые в натуре и в то же время различающиеся у исходного и упрочненного массива.

Так, для контроля за толщиной ледопородного цилиндра используют различие в скоростях упругих волн в мерзлой и незамерзшей породах. С увеличением толщины промерзшего слоя пород скорость упругих волн возрастает.

Для этих же целей применяют термокаротаж, так как коэффициент теплопроводности пород возрастает с увеличением степени их промерзания.

Оценить качество цементации, битуминизации или силикатизации массивов пород можно посредством проведения контрольных измерений их электропроводности. Упрочнение пород указанными методами приводит к росту их электрического сопротивления, причем величина его прямо пропорциональна толщине упрочненного слоя.

**Контроль процесса дробления горных пород.** При дроблении горных пород в дробилках осуществляют контроль за степенью их загрузки и гранулометрическим составом продуктов дробления. Интересны методы регулирования загрузки мельниц по уровню шума в них. Разработаны различные схемы звукометрических регуляторов, позволяющих быстро оценивать состояние мельницы. Уровень шума, кроме всего прочего, определяется проч-

ностными и упругими показателями дробимой руды. Установлено, что уровень шума  $u$  мельницы зависит также от средневзвешенной крупности руды  $R_{cp}$  (в мм).

Так, для Оленегорского ГОКа эта зависимость имеет вид

$$u = 12,2R_{cp} - 52,2. \quad (10.59)$$

Для оценки гранулометрического состава ферромагнитных руд разработан специальный гранулометр, индукционный датчик которого устанавливается под лентой конвейера. Ферромагнитная руда, находящаяся под датчиком, замыкает его магнитную цепь. Э. д. с. импульса зависит от магнитной проницаемости  $\mu$  материала и размера его кусков. Большие куски руды наводят импульсы большей амплитуды и длительности. Если магнитная проницаемость руды примерно постоянна, то по сигналу можно судить о ее гранулометрическом составе.

**Контроль процесса обогащения горных пород.** В процессе обогащения необходимо следить за различными характеристиками обогащаемого продукта. С этой целью используют различные ранее установленные зависимости свойств пород от состава и строения. Широко применяют акустические методы, основанные на акустических свойствах пород.

Акустическим методом можно осуществить контроль концентрации суспензий. Наиболее рационально при этом использовать такую характеристику, как коэффициент поглощения ультразвука  $\theta$ . Очевидно, что для жидкой среды, содержащей взвешенные частицы,

$$\theta = \theta_v + \theta_t + \theta_p, \quad (10.60)$$

где  $\theta_v$  и  $\theta_t$  — коэффициенты поглощения, обусловленные внутренним трением жидкости и ее теплопроводностью;  $\theta_p$  — коэффициент поглощения упругих колебаний в твердых частицах, взвешенных в жидкости.

Так как  $\theta_v + \theta_t = \text{const}$ , измерив значение  $\theta$ , можно определить  $\theta_p$ . Последняя величина прямо пропорциональна объему содержащему твердых частиц в пульпе.

Установлены корреляционные зависимости скорости распространения  $v_p$  и коэффициента поглощения  $\theta$  ультразвука от плотности  $\rho$  хвостов угольного шлама:

$$\begin{aligned} v_p &= 1440 - 0,13 \cdot 10^{-3} \rho; \\ \theta &= 13 + 3 \cdot 10^{-4} \rho \end{aligned} \quad (10.61)$$

и от его зольности  $A^c$  (в %):

$$\begin{aligned} v_p &= 1440 + 0,13A^c; \\ \theta &= 65 + 0,7A^c. \end{aligned} \quad (10.62)$$

Эти зависимости можно использовать для анализа процесса флотации каменного угля.

Ультразвук можно применить также для измерения расхода жидкости, ее плотности и вязкости.

Так, плотность жидкости  $\rho$  определяют одновременным измерением скорости распространения ультразвука  $v_p$  и удельного волнового сопротивления  $z$ , которое устанавливают по величине напряжения на пьезокварцевой пластине:

$$\rho = \frac{z}{v_p}. \quad (10.63)$$

Вязкость жидкости определяют измерением декремента затухания датчиком, погруженным в контролируемую жидкость.

**Контроль качества естественных строительных материалов.** Добываемый на горных предприятиях строительный материал должен иметь соответствующие прочность, морозо- и термостойкость и ряд других стандартизированных показателей.

Поэтому качество строительных материалов можно оценивать непосредственно по физическим свойствам пород, а для контроля качества можно применять все указанные ранее методы. При этом целесообразно иметь наименьшее число параметров, достаточных для оценки качества.

При проведении взрывных работ на карьерах происходит снижение прочности добываемого известняка. Установлено, что величину снижения прочности  $\Delta\sigma_{сж}$  (в %) можно прогнозировать по следующему корреляционному уравнению:

$$\lg \Delta\sigma_{сж} = 4,13 - 1,11 \cdot 10^{-3}\rho, \quad (10.64)$$

где  $\rho$  — объемная масса карбонатных пород, кг/м<sup>3</sup>.

Строительный материал, используемый в качестве заполнителя для бетонов, контролируется по содержанию выветрелых пылевидных и глинистых частиц, а также по морозостойкости, прочности, водонасыщению и т. д.

При контроле качества заполнителей для бетонов распространение получил экспресс-метод оценки прочности кусков породы неправильной формы. Метод основан на расколе куска породы между двумя конусными (заостренными) стержнями.

Установлено, что

$$\sigma_p = (0,95 \div 1,05) \sigma_{p,ск}, \quad (10.65)$$

где  $\sigma_{p,ск} = F_p/S_p$  — предел прочности породы при расколе данным способом;  $F_p$  — нагрузка, при которой происходит раскол;  $S_p$  — площадь раскола куска породы.

Для оценки прочности строительных материалов непосредственно в массиве используют также акустический метод.

Для карбонатных пород при частоте ультразвука 100—500 кГц установлена четкая связь между пределом прочности карбонатов при сжатии  $\sigma_{сж}$  и акустическими параметрами — скоростью ультразвука  $v_p$  и коэффициентом поглощения  $\theta$ :

$$\sigma_{сж} = 34,4v_p - 3,02v_p\theta - 1,480 - 52,8. \quad (10.66)$$

**Контроль вспомогательных технологических процессов** часто осуществляют электрическими методами. Так, по электропроводности отбитой руды примерно постоянного состава судят о ее гранулометрическом составе и степени разрыхления.

При разработке месторождений в породах могут возникнуть электрические поля, обусловленные коррозией механизмов и оборудования, соприкасающегося с породами (трубопроводы, металлические стойки и т. д.). Исследование этих полей позволяет выявить наиболее сильно подверженные коррозии места и, следовательно, вовремя принять предупредительные меры.

Исследование естественных электрических полей существенно для предупреждения аварий во время буровзрывных работ. Если взрывание производится электрическим способом, то неучтенная естественная разность потенциалов иногда может вызвать самопроизвольный взрыв.

**Радиосвязь в подземных горных выработках.** Обязательным условием полной автоматизации горного предприятия является немедленная передача необходимой информации в пределах подземных горных выработок, а также с поверхности в горные выработки, и наоборот.

Наиболее подходящим методом передачи информации является радиосвязь. Однако при этом необходимо решить задачи распространения электромагнитных волн в пределах горных выработок и через массив горных пород. Дальность распространения электромагнитных волн даже по выработкам зависит от электрических свойств пород месторождения.

Например, при распространении сантиметровых радиоволн в прямой выработке мощность волн, поступившая на приемную антенну от однократно отраженного луча, будет определяться коэффициентами отражения для горизонтально  $R_{||}$  и вертикально  $R_{\perp}$  поляризованных волн:

$$R_{||} = \frac{\sqrt{\epsilon_r} \sin \gamma - 1}{\sqrt{\epsilon_r} \sin \gamma + 1}; \quad (10.67)$$

$$R_{\perp} = \frac{\sin \gamma - \sqrt{\epsilon_r}}{\sin \gamma + \sqrt{\epsilon_r}}, \quad (10.68)$$

где  $\epsilon_r$  — диэлектрическая проницаемость пород, слагающих выработку;  $\gamma$  — угол встречи электромагнитной волны со стенками выработок.

В случае радиосвязи через массив пород основное влияние на дальность приема оказывают два фактора — поглощение электромагнитных колебаний и эффективность излучателей.

С увеличением частоты, как известно, поглощение сильно возрастает, однако при этом улучшается излучающая способность антенн. Таким образом, для конкретных условий необходимо выбирать оптимальную частоту.

Оптимальная частота радиосвязи  $f_{\text{опт}}$  (в кГц) зависит от удельного электрического сопротивления пород  $\rho_z$ :

$$f_{\text{опт}} = \frac{3,8 \cdot 10^3}{r^2} \rho_z, \quad (10.69)$$

где  $r$  — дальность радиосвязи.

Дальности прямой связи через массив в зависимости от свойств пород составляют 100—1000 м и, в частности, в сульфидных рудах 100—150 м, в углях 150—200 м и в кварцитах 1000 м. При использовании металлических направляющих можно получить дальность распространения радиоволн, равную 5—7 км.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Завершая рассмотрение основных вопросов физики горных пород, следует подчеркнуть, что физические свойства горных пород, состояние массивов пород, распределение характеристик пород в пределах месторождения необходимы начиная с момента проектирования горного предприятия.

При проектировании производства горных работ осуществляют выбор:

а) способа и порядка развития горных работ — способа вскрытия, направления фронта добычных работ, календарного плана горных работ и т. д.;

б) применяемого горного оборудования и крепи, структуры комплексной механизации и транспортных схем, водоотлива, проветривания и других процессов;

в) схемы организации оперативного управления производственными процессами и порядка работы персонала и машин.

Все проектные решения тесно связаны друг с другом и в конечном счете предопределяются двумя группами факторов: экономическими условиями и уровнем технического развития отрасли, с одной стороны, и конкретными природными особенностями каждого месторождения и физико-техническими свойствами разрабатываемых пород — с другой.

При проектировании предприятия необходимо соединить все разрозненные элементы расчетов в единую схему оптимального управления, учитывающую все основные факторы.

Многие технические решения, принимаемые на стадии проектирования, будут оптимальными лишь тогда, когда о месторождении и, в первую очередь, о свойствах пород, слагающих месторождение, будет получена наиболее полная информация. Поэтому целесообразно уже до начала проектирования иметь полный комплекс физических характеристик пород и полезных ископаемых месторождения с учетом их пространственного распределения. Необходимы карты изосвойств и геофизические разрезы месторождения по всем характерным участкам.

Массив горных пород можно представить в виде большого, но конечного числа элементарных объемов, каждый из которых характеризуется своими средними координатами в пространстве горного отвода и некоторой совокупностью показателей, оценивающих его свойства.

При проведении горных работ происходят изменения большинства показателей этих элементарных объемов. Поэтому проектные решения и перспективные планы горных работ не могут быть оптимальными, если не учитывать динамики развития горных работ. Определение физико-технических параметров горных пород также должно вестись с учетом динамики разработки месторождения.

В процессе разработки месторождения данные о свойствах пород должны непрерывно уточняться в связи с изменением состояния массива. На основе непрерывного изучения свойств горных пород должны вноситься своевременные коррективы в технологию работ, в нормирование труда и планирование дальнейшего ведения работ. Это предопределяет необходимость постоянного изучения физико-технических параметров горных пород в забоях и массивах.

Следовательно, в условиях современного горного производства горный инженер должен хорошо разбираться в физических процессах, происходящих в породах, должен знать основные принципы использования физических свойств горных пород в практике горного дела.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

### ОСНОВНОЙ

- Воробьев А. А., Тонконогов М. П., Векслер Ю. А.* Теоретические вопросы физики горных пород. М., Недра, 1972. 150 с. с ил.
- Дмитриев А. П., Новик Г. Я., Андриенко Н. И.* Лабораторный практикум по курсу «Основы физики горных пород», М., МГИ, 1974. 125 с. с ил.
- Дмитриев А. П., Кузьев Л. С.* Термодинамические процессы в горных породах. М., МГИ, 1967, вып. 1. 233 с. с ил.
- То же, 1971, вып. 2. 144 с. с ил.
- Кобранова В. Н.* Физические свойства горных пород. М., Гостоптехиздат, 1962. 489 с. с ил.
- Методическое руководство по определению физических свойств горных пород и полезных ископаемых.* Под ред. Н. Б. Дортман, М. Л. Озерской. М., Гостехиздат, 1962. 458 с. с ил.
- Методическое пособие по инженерно-геологическому изучению горных пород.* Т. I, М., МГУ, 1968. 347 с. с ил.
- То же, 1968. Т. II. 370 с. с ил.
- Новик Г. Я., Аренс В. Ж.* Физические свойства серных руд. М., МГИ, 1969. 132 с. с ил.
- Новик Г. Я., Кузьев Л. С.* Сборник задач и упражнений по основам физики горных пород. М., МГИ, 1970. 251 с. с ил.
- Пархоменко Э. И., Бондаренко А. Т.* Электропроводность горных пород при высоких давлениях и температурах. М., Наука, 1972. 278 с. с ил.
- Ржевский В. В., Новик Г. Я.* Основы физики горных пород. М., Наука, 1964. 206 с. с ил.
- Ржевский В. В., Протасов Ю. И.* Электрическое разрушение горных пород. М., Недра, 1972. 205 с. с ил.
- Ржевский В. В.* Физико-технические параметры горных пород. М., Наука, 1975. 211 с. с ил.
- Разрушение.* Том 7. Под ред. Г. М. Либовиц, М., Мир., 1976. 634 с. с ил.
- Свойства горных пород и методы их определения.* / Е. И. Ильницкая, Р. И. Тедер, Е. С. Ватолин и др. М., Недра, 1969. 392 с. с ил.
- Справочник (кадастр) физических свойств горных пород.* Под ред. Н. В. Мельникова, В. В. Ржевского, М. М. Протодьяконова. М., Недра, 1975. 276 с. с ил.
- Справочник физических свойств горных пород.* М., Мир, 1969. 542 с.
- Турчанинов И. А., Медведев Р. В.* Комплексное исследование физических свойств горных пород. Л., Наука, 1973. 124 с.
- Турчанинов И. А., Иофис М. А., Каспарян Э. В.* Основы механики горных пород. Л., Недра, 1977.

- Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика).*  
Под ред. Н. Б. Дортман. Справочник геофизика. М., Недра, 1976. 526 с. с ил.
- Физические свойства горных пород при высоких температурах.*  
/А. П. Дмитриев, Л. С. Кузьяев, В. С. Ямщиков и др.. М., Недра, 1969.
- Фролов А. Д.* Электрические и упругие свойства криогенных пород.  
М., Недра, 1976. 253 с. с ил.

#### ДОПОЛНИТЕЛЬНОЙ

- Арш Э. И.* Высокочастотный автогенераторный контроль в горном деле.  
М., Недра, 1971. 158 с. с ил.
- Арш Э. И.* Применение токов высокой частоты в горном деле. М., Недра,  
1967. 309 с. с ил.
- Аренс В. Ж.* Геотехнология. М., МГИ, 1971. 47 с. с ил.
- Балута А. И., Борисенко В. Г.* Прогнозная оценка физико-механиче-  
ских свойств горных пород Кривбасса. Киев, Наукова думка, 1972.  
86 с. с ил.
- Беликов Б. П., Александров К. С., Рыжова Т. В.* Упругие свойства  
породообразующих минералов и горных пород. М., Наука, 1970. 276 с. с ил.
- Байконуров С. А., Мельников В. А.* Основы горной геофизики. Алма-Ата,  
Наука, 1970.
- Барон Л. И.* Горнотехнологическое породоведение. Предмет и способы  
исследований. М., Наука, 1977. 324 с. с ил.
- Барон Л. И., Логунцов Б. М., Позин Е. З.* Определение свойств горных  
пород. М., Госгортехиздат, 1962. 332 с. с ил.
- Бобров И. В., Кричевский Р. М.* Борьба с внезапными выбросами угля  
и газа. Киев, Техника, 1964. 328 с. с ил.
- Воропаев А. Ф.* Теория теплообмена рудничного воздуха и горных пород  
в глубоких шахтах. М., Недра, 1966. 249 с. с ил.
- Влох Н. П., Сашурич А. Д.* Управление горным давлением на железных  
рудниках. М., Недра, 1974. 184 с. с ил.
- Деформационные свойства горных пород при высоких давлениях и тем-  
пературах.* М., Недра, 1968. 358 с. с ил.
- Дахнов В. Н.* Интерпретация результатов геофизических исследований  
разрезов скважин. М., Недра, 1972. 364 с. с ил.
- Дядькин Ю. Д.* Основы горной теплофизики для шахт и рудников Се-  
вера. М., Недра, 1968. 256 с. с ил.
- Исследование физических свойств горных пород.* Под ред. М. М. Про-  
тодияконова и Р. И. Тедера. М., ИФЗ АН СССР, 1973. 144 с. с ил.
- Исследование подземной выплавки серы.* Под ред. Н. В. Мельникова.  
М., вып. 17, ГИГХС, 1968. 142 с. с ил.
- Кутузов Б. Н.* Теория, техника и технология буровых работ. М., Недра,  
1972. 309 с. с ил.
- Кацауров И. Н.* Механика горных пород. М., МГИ, 1972. 262 с. с ил.
- Ломтадзе В. Д.* Инженерная геология. Инженерная петрология. Л.,  
Недра, 1970. 526 с. с ил.
- Любимова Е. А.* Термика Земли и Луны. М., Недра, 1968. 277 с. с ил.
- Лунный грунт из Моря изобилия.* Под ред. А. П. Виноградова. М.,  
Недра, 1974. 624 с. с ил.

*Маньковский Г. И.* Специальные способы сооружения стволов шахт. М., Наука, 1965. 315 с. с ил.

*Миснар А.* Теплопроводность твердых тел, жидкостей, газов и их композиций. М., Мир, 1968. 464 с. с ил.

*Най Дж.* Физические свойства кристаллов и их описание при помощи тензоров и матриц. М., Мир, 1967. 385 с. с ил.

*Новик Г. Я.* О классификации пород по физическим свойствам. / Научные труды МИРГЭМ, вып. 51. М., Наука, 1965. с. 16—20.

*Новик Г. Я.* К вопросу оценки влияния состава и строения пород на их физические свойства. — Изв. вузов. Горный журнал, 1968, № 12, с. 3—9.

*Новик Г. Я.* К вопросу получения стандартных справочных данных по физическим свойствам пород. / Научные труды МГИ, 1968, с. 20—28.

*Новик Г. Я.* Некоторые вопросы комплексного изучения физических свойств пород с целью их стандартизации. — В кн.: Физические и химические исследования горных пород. М., МГИ, 1969, с. 15—24.

*Новик Г. Я., Зильбершмидт М. Г.* Учет реального строения горной породы при объяснении некоторых эффектов при ее разрушении и теплообмене. / Сб. Научных трудов МГИ. М., 1976, с. 15—17.

*Новик Г. Я., Синянов И. З.* Количественная оценка строения горных пород. / Сб. Научных трудов МГИ. М., 1974, с. 10—15.

*Новые физические методы разрушения минеральных сред.* Л., Недра, 1970. 423 с. с ил.

*Научные труды по проблеме «Физические и химические процессы горного производства».* Под ред. А. П. Дмитриева. М., МГИ, 1974. 235 с. с ил.

*Падуков В. А., Антоненко В. А., Подозерский Д. С.* Разрушение горных пород при ударе и взрыве. Л., Недра, 1974. 159 с. с ил.

*Павлова Н. И., Шрейнер Л. А.* Разрушение горных пород при динамическом нагружении. М., Недра, 1964. 160 с. с ил.

*Пархоменко Э. И.* Электрические свойства горных пород. М., Наука, 1965. 163 с. с ил.

*Пархоменко Э. И.* Явления электризации в горных породах. М., Наука, 1968. 255 с. с ил.

*Плаксин И. Н., Старчик Л. П.* Ядерно-физические методы контроля вещественного состава. М., Наука, 1966. 202 с. с ил.

*Пехович А. И., Жидких В. М.* Расчеты теплового режима твердых тел. М., Энергия, 1968. 303 с. с ил.

*Ползучесть осадочных горных пород. Теория и эксперимент.* / Ж. С. Ерманов, А. С. Сагинов, Г. И. Гуменюк и др. Алма-Ата, Наука, 1970. 20 с. с ил.

*Протодьяконов М. М., Чирков Е. С.* Трещиноватость и прочность горных пород в массиве. М., Наука, 1964. 67 с. с ил.

*Протодьяконов М. М., Тедер Р. И.* Методика рационального планирования экспериментов. М., Наука, 1970. 76 с. с ил.

*Ржевский В. В., Ямщиков В. С.* Акустические методы исследования и контроля горных пород в массиве. М., Наука, 1973. 224 с. с ил.

*Ржевский В. В., Коренберг Е. Б.* Радиоинтроскопия массивов горных пород. М., МГИ, 1972. 256 с. с ил.

*Ржевский В. В., Новик Г. Я., Петровичев Р. Г.* О принципах построения кадастра горных пород. — В кн.: Физико-механические свойства пород и углей. Новосибирск, 1972, с. 104—108.

*Ржевский В. В., Новик Г. Я.* Некоторые результаты паспортизации и классификации горных пород по физическим свойствам. — В кн.: Современные проблемы механики горных пород. Л., Наука, 1972, с. 267—276.

*Руппенейт К. В.* Деформируемость массивов трещиноватых горных пород. М., Недра, 1975. 223 с. с ил.

*Сиренко В. Н., Якобашвили О. П.* Исследование состояния разрабатываемого массива сейсмоакустическими методами. / Научные труды МИРГЭМ, вып. 52. М., 1964.

*Стетюха Е. И.* Уравнения корреляционных связей между физическими свойствами горных пород и глубиной их залегания. М., Недра, 1964. 134 с. с ил.

*Суханов А. Ф., Кутузов Б. Н.* Разрушение горных пород. М., Недра, 1967. 340 с. с ил.

*Теория крепости горных пород и научный метод проф. М. М. Протодьяконова.* Сост. В. В. Ржевский, Б. Н. Кутузов, В. К. Рубцов. М., МГИ, 1974. 39 с. с ил.

*Физико-механические свойства пород и углей.* Под ред. Г. И. Грицко. Новосибирск, 1973. 125 с. с ил.

*Физико-механические и горнотехнические свойства углей и пород.* Под ред. И. Ф. Гончаревича, М., 1975. 62 с. с ил.

*Физические и химические процессы горного производства.* Под ред. А. П. Дмитриева. М., МГИ, 1976. 173 с. с ил.

*Федынский В. В.* Разведочная геофизика. М., Недра, 1976. 672 с. с ил.

*Царицын В. В.* Технологическое разрушение горных пород. Киев, Техника, 1964. 443 с. с ил.

*Черняк Г. Я., Мясковский О. М.* Радиоволновые методы исследований в гидрогеологии и инженерной геологии. М., Недра, 1973. 175 с. с ил.

*Чудновский А. Ф.* Теплофизические характеристики дисперсных материалов. М., Физматгиз, 1962. 455 с. с ил.

*Шрейнер Л. А.* Механические и абразивные свойства горных пород. М., Гостоптехиздат, 1958. 260 с. с ил.

*Ямщиков В. С.* Геоакустика. / Раздел I. Введение в геоакустику. М., МГИ, 1968. 283 с. с ил.

## Количественное и качественное описание строения пород

Порода	Количественное описание				Качественное описание
	$d$	$k_{\Phi P}$	$k_{н. P}$	$k_{н. \Phi}$	
Анортозит	1,60	2,05	2,80	2,2	Порода состоит из крупных более или менее изометричных зерен. Структура аллотриоморфно-зернистая
Гранит биотитовый	0,89	2,71	3,10	1,7	Сравнительно крупнозернистая порода, структура гипидиоморфно-зернистая, гранитовая
Гранит-порфир	0,15	1,08	7,26	1,0	Структура порфировидная, гломеропорфирная, с микроацлитовой основной массой. Фенокристаллы представлены крупными округлыми индивидуумами кварца
Лабрадорит	0,66	1,60	3,00	1,3	Изометричные зерна лабрадорита с аллотриоморфными огранениями. Структура аллотриоморфно-зернистая, размер зерен около 1 мм и меньше

## Средние значения базовых физических параметров минералов

12\*

Минералы	$\rho_0 \cdot 10^{-3}$ , кг/м <sup>3</sup>	$E \cdot 10^{-10}$ , Па	$\nu$	$\sigma_{сж} \cdot 10^{-5}$ , Па	$\sigma_p \cdot 10^{-5}$ , Па	$\lambda$ , Вт/(м·К)	$c$ , кДж/(кг·К)	$\beta \cdot 10^6$ , 1/К	$\epsilon_r$	tg $\delta$	$\rho_3$ , Ом·м
Альбит	2,64	7,12	0,32	1100	100	2,4	0,75	0,8	5,2	$6 \cdot 10^{-3}$	$10^{12}$
Ангидрит	2,90	7,6	0,31	440	60	4,6	0,50	1,8	6,7	$1,8 \cdot 10^{-2}$	$6 \cdot 10^{11}$
Апатит	3,29	7,8	0,26	550	30	1,4	0,70	1,72	8,5	$3 \cdot 10^{-2}$	$10^{10}$
Биотит	2,93	6,9	0,28	—	30	1,6	0,77	—	5,7	—	$10^{14}$
Галит	2,15	3,25	0,26	325	40	5,3	0,86	4,0	5,9	$3 \cdot 10^{-2}$	$10^{10}$
Гематит	5,10	21,2	0,14	600	60	11,2	0,63	0,83	25,0	—	10
Гипс	2,32	8,0	0,30	400	60	1,1	1,04	2,42	7,0	$5 \cdot 10^{-3}$	$10^{10}$
Диопсид	3,27	16,0	0,35	890	120	4,1	0,65	1,6	8,2	$3 \cdot 10^{-2}$	$10^{10}$
Доломит	2,97	8,0	0,38	900	110	3,0	0,86	0,9	6,8	0,25	$10^8$
Кальцит	2,78	8,3	0,30	160	40	3,9	0,79	1,3	7,5	$1 \cdot 10^{-2}$	$10^{10}$
Кварц	2,66	9,6	0,08	4000	210	7,0	0,85	1,3	5,1	$9 \cdot 10^{-3}$	$10^{17}$
Корунд	4,03	43,86	0,22	5000	200	7,0	0,50	0,59	11,0	—	$10^8$
Каолинит	2,60	0,5	0,45	10	20	0,9	0,92	—	7,0	0,07	$10^4$
Лабрадор	2,70	8,8	0,28	2000	180	—	0,83	—	6,5	0,04	$10^{11}$
Магнетит	4,70	10,5	0,20	520	140	4,7	0,60	1,6	68	0,2	$10^{-2}$
Магнезит	2,85	0,8	0,35	400	20	1,9	0,88	—	12,0	$8 \cdot 10^{-2}$	—
Микроклин	2,6	7,6	0,3	1200	120	3,9	0,69	1,2	6,0	$3 \cdot 10^{-2}$	$4 \cdot 10^{10}$
Нефелин	2,6	7,3	0,25	1100	108	2,1	0,79	1,0	6,9	$5,6 \cdot 10^{-2}$	$6 \cdot 10^7$
Оливин	3,2	21,0	0,24	2200	140	4,0	0,75	0,87	11,0	0,04	$10^5$
Олигоклаз	2,67	7,5	0,30	1300	140	2,2	0,79	0,9	6,8	$3 \cdot 10^{-2}$	$10^9$
Ортоклаз	2,54	6,3	0,29	—	—	4,1	0,62	0,2	5,7	0,13	$10^{11}$
Пирит	5,0	14,0	0,19	1280	160	2,8	0,50	3,2	42,0	0,4	$10^{-3}$
Роговая обманка	3,25	8,2	0,27	940	90	3,0	0,67	0,9	6,5	$3 \cdot 10^{-2}$	$10^{12}$
Серпентин	2,6	5,0	0,26	680	90	2,9	0,65	4,0	9,0	0,1	$10^6$
Сфалерит	3,7	8,0	0,17	200	120	26,4	0,59	0,65	7,8	$4 \cdot 10^{-2}$	$10^{-3}$
Тальк	2,9	3,5	0,40	280	80	3,0	0,70	0,4	6,0	$5 \cdot 10^{-2}$	$1,6 \cdot 10^9$
Флюорит	3,15	10,0	0,29	400	80	4,0	0,78	1,96	7,5	$8 \cdot 10^{-4}$	$10^{14}$
Халцедон	2,6	8,8	0,30	1800	210	1,8	0,90	1,36	5,1	$10^{-2}$	$10^{13}$
Хлорит	2,87	6,5	0,22	410	68	3,2	0,60	0,75	6,5	$4 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{10}$
Хромит	4,7	12,0	0,20	1040	110	4,2	0,62	1,2	9,8	$6 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^8$

## Взаимосвязь параметров упругости

Известные параметры	Искомые параметры				
	$E$	$K$	$G$	$\nu$	$M$
$K, E$	—	—	$\frac{3KE}{3K-E}$	$\frac{1}{2} - \frac{E}{6K}$	$\frac{3K(3K+E)}{9K-E}$
$G, E$	—	$\frac{EG}{3(3G-E)}$	—	$\frac{E}{2G} - 1$	$\frac{G(4G-E)}{3G-E}$
$E, \nu$	—	$\frac{E}{3(1-2\nu)}$	$\frac{E}{2(1+\nu)}$	—	$\frac{(1-\nu)E}{(1+\nu)(1-2\nu)}$
$K, G$	$\frac{9KG}{3K+G}$	—	—	$\frac{3K-2G}{2(3K+G)}$	$K + \frac{4}{3}G$
$K, \nu$	$3K(1-2\nu)$	—	$\frac{3K(1-2\nu)}{2(1+\nu)}$	—	$\frac{3K(1-\nu)}{1+\nu}$
$E, M$	—	$\frac{3M-E+\omega}{6}$	$\frac{3M+E-\omega}{6}$	$\frac{E-M+\omega}{6}$	—
$K, M$	$\frac{9K(M-K)}{M+3K}$	—	$\frac{3}{4}(M-K)$	$\frac{3K-M}{3K+M}$	—
$\nu, M$	$\frac{(1-2\nu)(1+\nu)}{(1-\nu)\frac{1}{M}}$	$\frac{(1+\nu)M}{3(1-\nu)}$	$\frac{1-2\nu}{2(1-\nu)}M$	—	—
$\nu, G$	$2G(1+\nu)$	$\frac{2G(1+\nu)}{3(1-2\nu)}$	—	—	$\frac{2G(1-\nu)}{1-2\nu}$

П Р И Л О Ж Е Н И Е 4

Пределы изменения механических параметров горных пород

Модуль упругости (Юнга) $E$ , Па	$10^9-3 \cdot 10^{11}$
Коэффициент Пуассона $\nu$	$0,07-0,47$
Модуль сдвига $G$ , Па	$4 \cdot 10^8-2 \cdot 10^{11}$
Модуль всестороннего сжатия $K$ , Па	$4 \cdot 10^8-6 \cdot 10^{11}$
Предел упругости $\sigma_E$ , Па	$0-5 \cdot 10^8$
Коэффициент пластичности $k_{пл}$	$1-10$
Коэффициент хрупкости $k_{хр}$	$0-1$
Нижний предел пластичности $w_n$ , %	$10-25$
Верхний предел пластичности $w_v$ , %	$40-90$
Число пластичности $\Phi$ , %	$15-80$
Предел прочности при сжатии $\sigma_{сж}$ , Па	$0-6 \cdot 10^8$
Предел прочности при растяжении $\sigma_p$ , Па	$0-2 \cdot 10^7$
Предел прочности при сдвиге $\tau_{сдв}$ , Па	$0-4 \cdot 10^7$
Сцепление $K_{сц}$ , Па	$0-4 \cdot 10^7$
Угол внутреннего трения $\varphi$ , градус	$0-85$
Угол естественного откоса $\varphi'$ , градус	$0-40$
Предел длительной прочности $\sigma_\infty$ , Па	$(0,9-0,5) \sigma_{сж}$
Предел длительного модуля упругости $E_\infty$ , Па	$(0,95-0,6) E_0$

П Р И Л О Ж Е Н И Е 5

Параметры упругости и акустические параметры минералов

Минерал	$G \cdot 10^{-10}$ , Па	$K \cdot 10^{-10}$ , Па	$v_s \cdot 10^{-3}$ , м/с	$v_p \cdot 10^{-3}$ , м/с
Авгит	5,78	9,50	4,28	7,33
Альбит	3,00	5,52	3,39	6,02
Биотит	2,79	5,14	3,00	5,36
Алмаз	9,55	14,51	4,78	8,73
Галит	1,46	2,48	2,50	4,32
Гематит	9,31	10,02	4,27	6,45
Диопсид	9,36	11,36	4,40	7,23
Кварц	4,44	3,70	4,03	6,05
Кальцит	3,32	7,19	3,50	6,32
Корунд	17,91	27,72	6,67	11,15
Лабрадор	3,46	7,87	3,59	6,49
Мусковит	3,23	3,32	3,41	5,88
Магнетит	9,20	16,11	4,22	6,82
Микроклин	2,93	5,57	3,38	6,13
Нефелин	3,12	5,08	3,45	5,90
Ортоклаз	2,44	5,24	3,09	5,68
Пирит	12,50	11,58	3,98	7,30
Роговая обманка	4,31	8,89	3,72	6,80
Флюорит	4,25	8,88	3,68	6,76
Флогопит	2,67	5,59	3,08	5,62
Эгирин	5,75	11,18	4,07	7,35

П Р И Л О Ж Е Н И Е 6

Пределы изменения акустических параметров пород

Скорость упругой волны, м/с:	
продольной $v_p$	$800-7000$
поперечной $v_s$	$500-4700$
поверхностной $v_L$	$400-3800$
Коэффициент поглощения $\Theta$ , $1/м$	$0,15-10$
Коэффициент отражения $k_z$ , %	$0-99,8$
Коэффициент преломления $n$ (по отношению к воздуху)	$0,047-1,0$

## Анизотропия механических свойств осадочных пород

Порода	Модуль упругости $E \cdot 10^{-10}$ , Па		Коэффициент Пуассона $\nu$		Предел прочности при сжатии $\sigma_{сж} \cdot 10^{-5}$ , Па		Предел прочности при растяжении $\sigma_p \cdot 10^{-5}$ , Па	
	$E_{\parallel}$	$E_{\perp}$	$\nu_{\parallel}$	$\nu_{\perp}$	$\sigma_{сж\parallel}$	$\sigma_{сж\perp}$	$\sigma_{p\parallel}$	$\sigma_{p\perp}$
Алевролит	2,67	1,72	0,25	0,29	506	675	—	—
Антрацит	0,33—0,60	0,25—0,54	—	0,13	105	160	—	—
Известняк	6,36	7,25	0,28	0,30	1140—1700	1040—2020	—	—
Песчаник крупно- зернистый	1,93	1,73	0,45	0,36	1185	1423	44,3	52,5
Песчаник мелко- зернистый	3,83	2,64	0,20	0,19	1380—2400	1330—2260	83,0	72,5
Сланец песчани- стый	3,03	2,42	0,15—0,40	0,28—0,34	350—830	550—1150	—	—
Сланец глинистый	—	—	0,22	—	140—570	215—770	—	—
Сланец песчано- глинистый	—	—	—	—	126	250	30,0	15,0
Уголь бурый	—	—	—	—	65—116	100—172	20,5	28,5
Уголь коксовый	0,04—0,8	0,06	—	—	—	—	—	—
Уголь бурый сапро- пелит	—	—	—	—	101	235	—	—
Уголь бурый доре- новый окисленный	—	—	—	—	50	75	—	—

Статические и динамические параметры упругости некоторых пород

Порода	Модуль упругости $E \cdot 10^{-10}$ , Па		Отноше- ние $E_D/E_{ст}$	Коэффициент Пуассона $\nu$		Модуль сдвига $G \cdot 10^{-10}$ , Па		Модуль всесторон- него сжатия $K \cdot 10^{-10}$ , Па	
	стати- ческий $E_{ст}$	динами- ческий $E_D$		стати- ческий $\nu_{ст}$	динами- ческий $\nu_D$	стати- ческий $G_{ст}$	динами- ческий $G_D$	стати- ческий $K_{ст}$	динами- ческий $K_D$
Базальт	4,39	7,8	1,78	0,12	0,22	4,45	3,21	1,9	4,57
Габбро	7,1	7,5	1,06	—	—	—	3,6	—	5,7
Гранит	1,6	7,1	1,08	—	—	—	2,6	—	4,73
Диабаз	7,32	10,6	1,45	0,18	0,23	4,65	4,37	2,2	6,54
Диорит-порфирит	5,3	14,5	2,74	0,24	0,26	2,1	4,65	3,4	10,0
Доломит равномернoзернистый	5,05	5,3	1,05	—	—	—	1,88	—	5,21
Дунит	14,9	16,4	1,03	—	—	—	5,9	—	10,73
Известняк	2,25	5,6	2,50	0,29	0,27	1,8	2,2	1,8	4,09
Известняк глинистый	6,5	6,6	1,01	0,22	0,02	0,68	3,3	3,8	2,3
Кварцит	6,7	8,8	1,32	0,17	0,07	2,9	4,1	—	—
Конгломерат	7,0	7,9	1,13	0,13	0,02	3,1	3,9	—	—
Магнетит мелкозернистый	8,2	17,2	2,10	0,34	0,33	3,1	4,4	8,6	17,3
Песчаник	2,6	2,7	1,04	0,28	0,13	0,98	1,1	—	—
Песчаник кварцевый	4,5	8,6	1,90	0,21	0,42	1,85	1,28	2,6	13,6
Роговик, скарнированный пироксе- ном	7,8	8,9	1,15	0,17	0,33	3,3	2,3	3,9	9,0
Сиенит	7,4	8,1	1,10	—	—	—	2,9	—	5,4
Скарн гранатовый с магнетитом	6,8	9,1	1,35	0,27	0,20	2,7	3,35	4,2	5,0
Скарн пироксен-эпидотовый	0,9	3,2	3,52	0,41	0,35	0,32	1,8	1,7	3,5
Туф альбитофиртовый	4,7	7,9	1,68	0,16	0,36	2,0	1,65	2,25	9,4

Упругие и прочностные

Порода, уголь	Объемная масса $\rho \cdot 10^{-3}$ , кг/м <sup>3</sup>	Модуль упругости $E \cdot 10^{-10}$ , Па	Кoeffи- циент Пуассона $\nu$
<i>Кузнецкий бассейн</i>			
Алевролит	2,54	3—7	0,20—0,28
Аргиллит	2,54	4,5—5	0,30
Песчаник	2,66	3—7	0,09—0,13
Уголь	1,98	1,8—2,5	0,14—0,16
<i>Канско-Ачинский бассейн</i>			
Алевролит	2,54	—	—
Песчаник	2,65	—	—
Уголь	2,00	—	—
<i>Ирша-Бородинский разрез</i>			
Песчаник с прослойками алевролита	2,63	—	—
Сланец алевролитовый	3,05	—	—
Уголь бурый	1,22	1,8	0,43
<i>Соколово-Сарбайский ГОК</i>			
Альбитофир	2,65	7,3	0,28
Диорит-порфирит	3,23	5,3	0,24
Известняк мраморизованный	2,71	10,7	—
Известняк глинистый	2,70	6,5	0,22
Магнетитовая руда богатая	3,87	7,0	0,36
Магнетитовая руда бедная	3,24	6,8	0,27
Магнетит мелкозернистый	4,19	8,2	0,34
Мартит пористый	3,58	5,3	0,18
Песчаник кварцевый	2,66	4,5	0,21
Порфирит диабазовый	2,88	8,9	0,23
Роговик скарированный пироксеном	2,83	6,2	0,28
Сиенит порфировый	2,61	6,1	0,30
Скарн пироксен-эпидотовый	2,78	9,0	0,41
Туф альбитофирный	2,66	4,7	0,16
<i>Талнакское месторождение</i>			
Алевролит углистый	2,67	—	0,30
Ангидрит	2,78	—	—
Базальт пикритовый	2,73	3,3	0,23
Базальт лабрадоровый	2,72	8,8	0,25
Габбро-диабаз	2,86	7,0	0,26
Габбро-долерит	2,82	7,5	0,37
Долерит	2,93	7,1	0,25
Доломит оруденелый	2,75	—	—
Известняк	2,73	9,0	0,30
Песчаник ороговикованный	2,56	5,3	0,28
Песчаник полимиктовый	2,57	9,1	0,22
Пирротитовая руда	4,58	4,5	0,31
Роговик	2,68	6—8,4	0,22—0,27
Туффит	2,60	—	—
Халькопиритовая руда	4,01	—	0,31

## параметры пород и углей

Предел прочности при сжатии $\sigma_{сж} \cdot 10^{-8}$ , Па	Предел прочности при растяжении $\sigma_p \cdot 10^{-8}$ , Па	Предел прочности при сдвиге, $\tau_{сдв} \cdot 10^{-8}$ , Па	Коэффициент крепости $f$	Угол внутреннего трения $\varphi$ , градус	Сцепление $K_{сц} \cdot 10^{-8}$ , Па
700—770	80—120	230—260	6—8,3	27—32	230—260
520—800	46—71	170—230	2,6—5,8	30—32	50—170
930—1200	94—120	280—420	—	—	—
120—245	2,5—22,5	24—100	0,7—1,5	35—37	80—100
54—137	8—74	13—28	—	28—30	10—48
20—82	3—10	4—12	—	32—36	8—26
53—182	8—18	11—24	1,4	29—32	17—70
1050	91	160	6,8	34	360
870	88	140	5,2	33	300
110—150	8—12	16—25	1,7—2,4	25—36	40—60
900	120	185	9,7	29	296
2700	212	412	23,1	35	850
670	94	145	5,0	30	212
1440	102	260	6,1	36	475
2740	230	450	4,6	34	910
2140	220	410	7,8	33	670
2370	174	365	12,9	35	745
730	25—65	24	9,2	34	218
1660	150	300	6,5	33	500
471	208	369	19,5	31	555
2720	235	450	21,0	35	850
1500	200	800	12,2	31	450
940	120	185	18,7	32	290
1610	212	310	9,9	31	500
1430	156	270	—	33	400
1300	115	240	—	35	400
895	90	170	7,3	34	270
2020	193	360	13,0	33	680
1480	165	280	8,4	32	440
1490	139	260	9,0	35	400
1300	156	280	10,0	32	430
1150	116	238	8,2	30	363
1430	156	270	—	33	400
1660	206	310	13,8	32	450
2610	272	480	12,6	34	720
1000	75	310	4,9	36	310
2430	307	500	14,0	31	840
1200	113	200	11,0	33	380
1000	75	310	4,9	36	310

## Акустические параметры пород

Порода	Объемная масса $\rho$ , кг/м <sup>3</sup>	Скорость распространения продольной волны $v_p$ , м/с		Удельное волновое сопротивление $z \cdot 10^{-5}$ , кг/(м <sup>3</sup> · с)
		$v_p$	$v_s$	
Алевролит	2600	1610		42,0
Базальт	2860	5400		154,0
Глина	1500—2200	1800—2400		27,0—52,7
Габбро	2900	6250 (3380)		181,0
Гранит среднезернистый	2780	4350 (2260)		126,0
Диорит	2800	4580		128,0
Известняк	2300—3000	3200—5500		73,0—165,0
Кварцит железистый	3000	5600		168,0
Мрамор	2880	4950		142,5
Песок	1400—2000	300—1300		4,2—26,0
Песчаник	2100—2900	2000—3600 (2100)		42,0—100,8
Перидотит	2800	7000		196,0
Роговик	2800	3640		102,0
Сиенит	2710	4950		134,0
Скарн	2800—3200	6100		171—195,0
Сланец	2510—2720	2250		56,5—61,5
Уголь	1200—1500	1100—2800		13,0—36,0

## ПРИЛОЖЕНИЕ 11

Скорости упругих волн и коэффициенты поглощения в породах  
( $f = 1$  МГц)

Порода	Объемная масса $\rho$ , кг/м <sup>3</sup>	Скорость волны, м/с		Коэффициент поглощения, 1/м	
		$v_p$	$v_s$	$\theta_p$	$\theta_s$
Гранит	2710	5100	2690	0,130	0,22
Гранито-гнейс	2570	4710	2670	0,125	0,27
Гнейс амфиболоплагиоклазовый	2720	5000	2850	0,110	0,24
Габбро	3090	6300	3630	0,050	0,08
Песчаник мелкозернистый	2500	3500	1865	0,264	1,09
Серпентинит	2740	6400	3760	0,085	0,088

ПРИЛОЖЕНИЕ 12

Углы внутреннего трения, сцепление и коэффициенты разрыхления пород

Порода	Угол внутреннего трения, градус	Сцепление $K_{сц}$ , Па	Коэффициент разрыхления $k_p$
Аргиллит	30	0,4—30	1,2—1,3
Глина жирная	20	0,85—3,3	1,2—1,25
Песок	32	0,9—5,0	1,05—1,2
Скальные породы	35—60	150—300	1,8—2,5
Уголь бурый	36	12—35	1,2—1,4

ПРИЛОЖЕНИЕ 13

Изменение углов внутреннего трения пород с повышением влажности

Порода	Угол внутреннего трения породы, градус	
	сухой	влажной
Песок:		
крупный	20	30
средний	28	35
мелкий	25	30
глинистый	35	35
Глина, мергель	45	35
Почва	35	30
Гравий (с примесью глины)	40	35

ПРИЛОЖЕНИЕ 14

Влияние влажности на прочность пород

Порода	Плотность $\rho_0 \cdot 10^{-3}$ , кг/м <sup>3</sup>	Пористость, %	Средний предел прочности при сжатии $\sigma_{сж} \cdot 10^{-8}$ , Па		Коэффициент размокания
			в сухом состоянии	в водонасыщенном состоянии	
Кварциты метаморфические и кварцито-песчаники (Карелия)	2,66	0,71	2970	2790	0,94
Песчаники метаморфизованные кварцевые (Донбасс)	2,61	2,61	2490	2040	0,82
Песчаники конкреционные кремнистые кварцитовидные (Поволжье)	2,43	3,22	2620	2480	0,95
Уголь	2,0	5,00	92	59	0,61

Проницаемость некоторых угольных пластов

Бассейн	Индекс пласта	Коэффициент проницаемости $k_{пр} \cdot 10^{12}, \text{ м}^2$					
		вдоль плоскостей напластования			вкрест плоскостей напластования		
		от	до	сред- ний	от	до	сред- ний
Карагандинский Донецкий	$k_{12}$	0,044	13,15	1,05	0,0015	1,06	0,42
	$l_6$	2,39	9,2	4,65	1,01	4,86	2,98
	$l_3^H$	2,65	9,93	6,01	0,75	6,93	3,32

Гидравлические свойства пород

Порода	Водоотдача $\xi, \%$	Средний коэффициент фильтрации $k_{ф}, \text{ м/сут}$
Известняки трещиноватые	1—5	5
Пески и супеси тонкозернистые	10—15	10
Пески мелкозернистые и глинистые	15—20	5
Пески среднезернистые	20—25	15
Пески крупнозернистые	25—35	30
Песчаники на глинистом цементе	2—3	3
Угли бурые	2—5	2

Пределы изменения основных тепловых параметров горных пород

Коэффициент теплопроводности $\lambda, \text{ Вт/(м} \cdot \text{К)}$ . . . . .	0,2—12
Удельная теплоемкость $c, \text{ кДж/(кг} \cdot \text{К)}$ . . . . .	0,5—1,5
Температуропроводность $a, \text{ м}^2/\text{с}$ . . . . .	$10^{-7}$ — $5 \cdot 10^{-6}$
Коэффициент линейного теплового расширения $\alpha, 1/\text{К}$ . . . . .	$2 \cdot 10^{-6}$ — $10^{-4}$

## Тепловые параметры минералов и горных пород

Минералы и породы	Коэффициент теплопроводности $\lambda$ , Вт/(м·К)	Удельная теплоемкость $c$ , кДж/(кг·К)	Коэффициент линейного теплового расширения $\alpha \cdot 10^6$ , 1/К
Асбест	0,22	0,79	0,7
Графит	116—174	0,67	0,79
Кальцит:			
параллельно спайности	3,5	0,83	2,6
перпендикулярно к спайности	4,2	—	0,54
Кварц:			
перпендикулярно к основной оси	7,0	0,71	1,37
параллельно основной оси	12,2	1,0	0,75
Перидотит	3,2	0,67	0,45
Сера	0,2	0,54	7,4—8,0
Антрацит	0,4	0,96	—
Базальт	2,9—4,3	0,63—0,88	0,54
Габбро	2,0	0,17	—
Гнейс	1,6—3,4	0,17	—
Гранит	2,2—4,1	0,54—0,79	0,6—0,9
Диабаз	3,4	0,17	0,54
Известняк	1,0—2,3	0,67—1,04	0,5—0,89
Кварцит	6,3	0,21	1,1
Мрамор	1,3	0,42	0,3—1,5
Песчаник	1,3—4,2	0,81	0,5—1,2
Роговик маритовый	4,3—4,8	0,58—1,04	—
Сланец глинистый	1,5—2,2	0,75	0,9
Уголь каменный	0,5—0,9	1,30	—
Уголь бурый	0,24	1,13	—

## Температура термических превращений минералов

Минерал	Изменения	Температура, К
Арагонит	Диссоциация	1170
Арсенопирит	Возгонка	950
Боксит	Дегидратация	570
Гидрогематит	»	400
Глаукоцит	»	830
Гипс	»	380
Доломит	Диссоциация	1170
Кальцит	»	1170
Каолинит	Дегидратация	820
	Перестройка решетки	1230
Ковеллин	То же	376
	Диссоциация	780
Кварц	$\beta \rightarrow \alpha$	846
Магнетит	Точка Кюри	850
	Разложение	1810
Магнезит	Диссоциация	820
Мусковит	Потеря конституционной воды	770
Пирротин	Разложение	970
Сопнолит	Потеря адсорбционной воды	400
	Потеря конституционной воды	1120
Сидерит	Диссоциация	670
Серпентин	Дегидратация	420
	»	1000
	Диссоциация	570
Сера	Ромбическая — моноклинная	370
Халькозин	$\alpha \rightarrow \beta$	380

Температура  $T_{пл}$  и теплота  $Q_{пл}$  плавления минералов

Минерал	$T_{пл}$ , К	$Q_{пл}$ , кДж/кг	Минерал	$T_{пл}$ , К	$Q_{пл}$ , кДж/кг
Ангидрит	1570	201	Куприт	1500	390
Аурипигмент	573	—	Лед	273	336
Анортит	1780	440	Магнетит	2100	—
Альбит	1380	203	Молибденит	1070	—
Амфибол	1330	—	Нефелин	1800	—
Барит	1853	174	Ортоклаз	1440	—
Берилл	1683	—	Оливин	1630	—
Галит	1800	530	Пирротин	1430	—
Галенит	1458	73	Рутил	1910	597
Графит	3813	—	Родонит	1595	—
Кальцит	1600	—	Реальгар	570	—
Киноварь	700	—	Сфалерит	1290	390
Корунд	2320	1070	Стибнит	820	123
Кварц	1710	—	Тенорит	1720	148
Карналлит	400	—	Халькозин	1370	—
Карборунд	2970	—	Флюорит	1665	220

Электрические свойства пород (частота поля не более  $10^5$  Гц)

Порода	Удельное сопротивление $\rho_3$ , Ом. м	Диэлектрическая проницаемость $\epsilon_r$	Порода	Удельное сопротивление $\rho_3$ , Ом. м	Диэлектрическая проницаемость $\epsilon_r$
Аргиллит	$10-10^2$	6—8	Роговик прорексеновый	$10^3-10^4$	11,0
Базальт	$10^3-10^6$	12	Уголь каменный	$10^3-10^2$	3—15
Глина	$10-10^6$	7—12	Известняк тонкозернистый	$10^5$	7—11
Гнейс	$10^2-10^7$	8—15	Кварцит	$10-10^5$	7,0
Гранит	$10^2-10^7$	4,9—9	Мрамор	$10^2-10^5$	8,3
Габбро	$10^2-10^5$	17,5	Перидотит	$10^2-10^3$	8,6
Диорит	$10^2-10^8$	8—9	Сланец серицитовый	$10^4$	11—12
Известняк	$10^2-10^3$	8—15	Скарн нерудный	$10^8-10^9$	4—8
Песчаник	$10-10^8$	9—11	Серпентинит	$10^3-10^4$	11,2
Руда мармитовая	$10^4-10^5$	15—18	Сиенит	$10^2-10^5$	7—14
Руда пиритовая	$10-10^2$	25—28	Руда хромитовая	$10^3$	10—16
Руда магнетитовая	$10-10^5$	30—35			

## ПРИЛОЖЕНИЕ 22

## Ширина запрещенной зоны для некоторых полупроводников и минералов

Полупроводники и минералы	Ширина запрещенной зоны $Q_3$ , Дж	Полупроводники и минералы	Ширина запрещенной зоны $Q_3$ , Дж
Галит	$3,6 \cdot 10^{-19}$	Кальцит	$3,5 \cdot 10^{-19}$
Гематит	$1,4 \cdot 10^{-19}$	Лабрадор	$1,49 \cdot 10^{-19}$
Германий	$1,15 \cdot 10^{-19}$	Лимонит	$4,8 \cdot 10^{-20}$
Индий-мышьяк	$5,3 \cdot 10^{-20}$	Магнетит	$1,44 \cdot 10^{-20}$
Индий-сурьма	$2,7 \cdot 10^{-20}$	Микроклин	$2,5 \cdot 10^{-19}$
Кремний	$1,79 \cdot 10^{-19}$	Пирит	$2,4 \cdot 10^{-20}$
Кварц	$2,07 \cdot 10^{-19}$	Сидерит	$2,3 \cdot 10^{-19}$

Анизотропия электрических свойств пород

Порода	Электрическое сопротивление $\rho_{\Sigma}$ , Ом·м		Коэффициент анизотропии $\rho_{\parallel} / \rho_{\perp}$
	параллельно слоистости $\rho_{\parallel}$	перпендикулярно слоистости $\rho_{\perp}$	
Кварцит железистый	$1,3 \cdot 10^5$	$8,5 \cdot 10^3$	$1,53 \cdot 10^{-1}$
Роговик магнетитовый	$9,15 \cdot 10^4$	$13,28 \cdot 10^4$	0,69
Руда маритовая	$2,84 \cdot 10^{-4}$	$7,71 \cdot 10^4$	0,38
Сланец глинистый	$5 \cdot 10^2$	$10^5$	$5 \cdot 10^{-3}$
Сланец хлорито-биотитовый	$3,45 \cdot 10^4$	$4,4 \cdot 10^4$	0,78
Сланец аспидный	$3,65 \cdot 10^4$	$10,43 \cdot 10^4$	0,35

Изменение диэлектрических свойств минералов при нагреве

Минерал	20 °С			600 °С			Отношение		
	$\epsilon_{r1}$	$\text{tg } \delta_1$	$\epsilon_{r1} \text{ tg } \delta_1$	$\epsilon_{r2}$	$\text{tg } \delta_2$	$\epsilon_{r2} \text{ tg } \delta_2$	$\frac{\epsilon_{r2}}{\epsilon_{r1}}$	$\frac{\text{tg } \delta_2}{\text{tg } \delta_1}$	$\frac{\epsilon_{r2} \text{ tg } \delta_2}{\epsilon_{r1} \text{ tg } \delta_1}$
Ангидрит	6,4	0,02	0,128	29,4	0,03	0,88	4,6	1,5	6,90
Апатит	9,0	0,03	0,27	26,0	0,04	1,04	2,9	1,33	3,85
Гипс	8,0	0,005	0,04	15,0	0,007	0,105	1,87	1,4	2,62
Диопсид	8,4	0,03	0,25	23,4	0,04	0,94	2,8	1,33	3,76
Кварц	5,0	0,009	0,045	25,0	0,08	2,0	5,0	8,8	44,4
Олигоклаз	7,0	0,03	0,21	17,0	0,04	0,68	2,43	1,33	3,24
Сфалерит	6,0	0,04	0,24	30,0	0,04	1,2	5,0	1,0	5,0
Тальк	6,8	0,05	0,34	11,0	0,04	0,44	1,62	0,9	1,29
Хромит	9,4	0,06	0,56	34,4	0,01	0,34	3,7	0,167	0,60

Изменение удельного электрического сопротивления минералов и руд при нагреве

Минерал, руда	$\rho_{\Sigma} 20^{\circ} / \rho_{\Sigma} 600^{\circ}$	$\rho_{\Sigma} 20^{\circ} / \rho_{\Sigma} \text{ охл}$	Минерал, руда	$\rho_{\Sigma} 20^{\circ} / \rho_{\Sigma} 600^{\circ}$	$\rho_{\Sigma} 20^{\circ} / \rho_{\Sigma} \text{ охл}$
	Альбит	$10^4$		$5 \cdot 10^{-1}$	Нефелин
Ангидрит	$10^5$	$8 \cdot 10^{-1}$	Олигоклаз	$10^4$	$10^{-2}$
Диопсид	$4 \cdot 10^4$	1	Роговая обманка	$3 \cdot 10^5$	10
Гальцит	$5 \cdot 10^4$	$10^2$	Тальк	$10^2$	$10^2$
Кварц	$2 \cdot 10^4$	$2,5 \cdot 10^{-1}$	Халькозиновая руда	$10^3$	$10^{-2}$
Микроклин	$10^4$	10	Хлорит	$5 \cdot 10^4$	$2 \cdot 10^2$
Молибденитовая руда	53	$10^4$	Хромит	107	40

## Изменение электрических свойств пород при насыщении их водой

Порода	Удельная электропроводность $\sigma_{\text{э}}, 1/\text{Ом}\cdot\text{м} (f=0)$			Диэлектрическая проницаемость $(f=5 \text{ МГц})$			Тангенс угла диэлектрических потерь $(f=5 \text{ МГц})$		
	$\sigma_{\text{э. сух}}$	$\sigma_{\text{э. вл}}$	$\sigma_{\text{э. вл}}/\sigma_{\text{э. сух}}$	$\epsilon_r \text{ сух}$	$\epsilon_r \text{ вл}$	$\epsilon_r \text{ вл}/\epsilon_r \text{ сух}$	$\text{tg } \delta_{\text{сух}}$	$\text{tg } \delta_{\text{вл}}$	$\text{tg } \delta_{\text{вл}}/\text{tg } \delta_{\text{сух}}$
Порфир кварцевый	$2,3 \cdot 10^{-11}$	$4 \cdot 10^{-5}$	$1,7 \cdot 10^6$	5,8	10	1,7	0,015	0,20	13,3
Скарн родонит-волластонит-гранатовый	$9,7 \cdot 10^{-11}$	$7,25 \cdot 10^{-5}$	$7,5 \cdot 10^5$	13	30	2,3	0,045	0,25	5,6
Сиенит	$4,2 \cdot 10^{-8}$	$1,4 \cdot 10^{-5}$	$3,3 \cdot 10^2$	10	1,25	12,5	0,04	0,12	3,0
Скарн тремолит-волластонитовый	$1,3 \cdot 10^{-9}$	$6,5 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^6$	10	21	2,1	0,02	0,12	6,0
Эпидозит	$3,4 \cdot 10^{-11}$	$8 \cdot 10^{-5}$	$2,4 \cdot 10^6$	10,5	17	1,6	0,03	0,19	6,3

П Р И Л О Ж Е Н И Е 27

Пробивные напряженности для некоторых пород и воздуха  
(электрической пробой)

Порода	Напряженность, кВ/мм	Порода	Напряженность, кВ/мм
Асбест Воздух Кварц	1—3,5 3,2 20—47	Мрамор Мусковит	1 200

П Р И Л О Ж Е Н И Е 28

Коэффициенты отражения некоторых минералов

Минерал	Коэффициент отражения по интенсивности $K_n$	Минерал	Коэффициент отражения по интенсивности $K_n$
Арсенопирит	0,57	Киноварь	0,27
Галенит	0,43	Магнетит	0,20
Гематит	0,25	Халькопирит	0,47
Золото	0,84	Хромит	0,11

П Р И Л О Ж Е Н И Е 29

Связь классификации горных пород по шкале  
проф. М. М. Протодяконова с паспортом физических  
свойств горных пород

Категория пород по шкале М. М. Протодя- конова	Коэффициент крепости $f$	Группа предела прочности при сжатии по паспорту
I	20 и более	9
I	20 и более	8
I—II	20—15	7
II—III	15—10	6
III—IIIa	10—8	5
IIIa—IV	8—6	4
IV—IVa	6—5	3
IVa—V	5—3	2
V—VIa	3—1,5	1
VIa—X	1,5—0,3	0

## Физические свойства некоторых марок углей

Марки углей	Содержание углерода, СГ, %	Плотность органической массы $\rho_0 \cdot 10^{-3}$ , кг/м <sup>3</sup>	Удельная теплоемкость с, кДж/(кг·К)	Коэффициент преломления света R
Д	80	1,28	1,30	1,82
Г	84	1,28	1,26	1,85
Ж	87	1,25	1,20	1,90
К	88	1,25	1,20	1,93
ОС	89	1,28	1,11	1,97
Т	91	1,31	1,10	2,00
А	93	1,53	1,19	2,04

## Диа-, пара- и ферромагнитные минералы

Диамагнитные ( $\mu = 0,999836 \div 1,0$ )	Парамагнитные ( $\mu \approx 1,0004$ )	Ферромагнитные ( $\mu = 1,0064 \div 6,5$ )
Апатит	$\alpha$ -гематит	Виллемит
Арагонит	Воздух	$\gamma$ -гематит
Вода	Гиперстен	Кубанит
Галит	Доломит	Лимонит
Галенит	Ильменит	Магнетит
Гипс	Магнезит	Магномагнетит
Графит	Мусковит	Пирротин
Кальцит	Оливин	Титаномагнетит
Кварц	Пироксен	Франклинит
Ортоклаз	Пиролозит	Якобсит
Плагиоклаз	Сидерит	
Сильвин	Хромит	
Сфалерит		
Уголь		

Объемная магнитная восприимчивость  $\chi$  некоторых пород и минералов

Порода, минерал	Магнитная восприимчивость $\chi \cdot 10^6$	Порода, минерал	Магнитная восприимчивость $\chi \cdot 10^6$
Базальт	120—200	Кварц	-1,2
Габбро	300—7200	Магнетитовая руда	$10^6 - 1,2 \cdot 10^6$
Галит	-0,82	Мрамор	-0,75
Гранит	80—1200	Пегматит	250—6000
Графит	-8,0	Пирротин	$5 \cdot 10^4 - 5 \cdot 10^5$
Гематитовая руда	200—3000	Железо	$6,2 \cdot 10^8$
Доломит	1600	Никель	$3 \cdot 10^8$
Ильменит	$2,5 \cdot 10^4 - 3 \cdot 10^6$	Пирит	1200

П Р И Л О Ж Е Н И Е 33

Изменение механических свойств минералов  
при их облучении высокочастотным  
электромагнитным полем (параметр со штрихом —  
характеристика минерала после облучения)

Минерал	$E/E'$	$\sigma_{сж}/\sigma'_{сж}$	$\epsilon'/\epsilon$
Апатит	1,40	1,22	1,19
Галит	1,30	1,13	1,39
Кальцит	2,00	1,40	1,20
Магнезит	1,54	1,22	1,34
Магнетит	1,23	1,67	0,67
Сидерит	1,20	2,74	0,40
Сфалерит	2,31	1,72	1,34

П Р И Л О Ж Е Н И Е 34

Влияние естественной трещиноватости  
на технологические процессы горного производства

Технологический процесс (вид воздействия)	Объем породы, непосред- ственно вос- принимающий нагрузку, $V, м^3$	$\sqrt[3]{V}, м$	Влияние трещиноватости на эффек- тивность процессов		
			I поря- док	II поря- док	III по- рядок
Бурение	$10^{-6}-10^{-3}$	$10^{-2}-10^{-1}$	СВ	В	НВ
Измельчение в дробилках	$10^{-6}-10^{-3}$	$10^{-2}-10^{-1}$			
Выемка полезных ископаемых: комбайнами	$10^{-4}-10^{-3}$	$10^{-1}$			
многочерпаковыми экскава- торами	$10^{-3}$	$10^{-1}$	НВ	В	СВ
одноковшовыми экскаватора- ми	$10^{-3}-10^0$	$10^{-1}-10^0$			
Механическое рыхление	$10^0$	$10^0$	НВ	СВ	В
Взрывание	$10-10^3$	$10^0-10$			
Поддержание выработок	$10^3-10^6$	$10-10^2$	НВ	НВ	В

Примечание. В — основное влияние; СВ — слабое влияние; НВ — влияние практически отсутствует.

П Р И Л О Ж Е Н И Е 35

Пределы изменения горнотехнологических параметров пород

Коэффициент крепости $f$ . . . . .	0,3—20
Твердость по Моосу $H$ . . . . .	1—10
Контактная прочность $H_k, кгс/мм^2$ . . . . .	20—700
Абразивность:	
по Л. А. Шрейнеру $k_{аб}, см^3/(м \cdot кгс)$ . . . . .	$1 \cdot 10^{-6}-10^{-4}$
по Л. И. Барону $k_{аб}, мг$ . . . . .	1—100
Дробимость $Dr (V_{max}), см^3$ . . . . .	1,0—30 и более
Буримость $v, мм/мин$ . . . . .	12—550 (сталь- ные буры)
Варываемость $q, кг/м^3$ . . . . .	0,3—0,9 (аммонит № 9)

Горнотехнологические параметры некоторых горных пород

Порода	$\sigma_{сж} \cdot 10^{-5}$ , Па	$E_{ст} \cdot 10^{-10}$ , Па	Работа упругой деформации $A \cdot 10^{-8}$ , Дж/м <sup>3</sup>	$k_{хр}$	$k_{пл}$	$H_k$ , кгс/мм <sup>2</sup>	$k'_{аб}$ , мг	Дробимость Др (Vmax), см <sup>3</sup>
Апатит	1420	2,2	2,8	0,29	2,1	138	915	8,3
Габбро	1850	2,8	4,1	0,25	2,68	282	1000	2,98
Гранит лезниковский	2460	3,6	6,6	0,46	1,7	299	1830	4,1
Гранит дрезденский	2240	3,3	5,45	0,30	2,4	333	1320	3,26
Гранит биотитовый с гранатом	1860	2,8	4,1	0,24	2,76	203	990	2,81
Джеспилит (Кривой Рог)	3130	4,2	8,6	0,39	1,88	623,5	2170	2,0
Диорит-порфирит скарнированный	2560	3,4	5,8	0,25	2,4	257	1810	1,43
Известняк мраморизованный	1630	2,4	3,8	0,23	3,0	168,6	815	4,5
Известняк пелитоморфный (неравномерно зернистый)	1930	4,0	4,4	0,24	3,95	134,5	782	3,9
Кварцит железистый (КМА)	2800	4,8	7,8	0,38	2,5	674	1600	2,7
Лабрадорит	1650	3,6	3,2	0,25	3,38	158,0	752	6,9
Маритовая руда	560	1,6	0,42	0,20	2,14	38,4	356	13,4
Мрамор белый	950	1,4	1,25	0,13	3,0	111,5	475	5,9
Мрамор серый (Тырныауз)	1000	2,0	1,35	0,19	2,88	72,5	515	9,2
Песчаник кварцитовый слабощементированный	1700	2,7	3,9	0,34	2,14	162,0	1080	8,9
Песчаник слонистый (Донбасс)	1900	2,4	4,6	0,23	2,66	183,1	1030	3,8
Скарн (Тырныауз)	2900	4,0	7,8	0,37	2,0	494,4	1930	2,7
Уртит	1700	2,4	4,4	0,27	2,7	194,0	917	2,7

ПРИЛОЖЕНИЕ 37

Технологические свойства углей различных марок

Бассейн	Марка	Усилие внедрения стержня диаметром 4,5 мм, кгс	Сопротивляемость резанию, кгс/см
Донецкий	А	1700	7,5—28,0
	Т	710	29,0
	К	640	—
	Г	805	7,4—32
	Д	755	7,8
	ОС	—	11,6
Подмосковный	Б	500	—
Кузнецкий	К	810	—
Кизеловский	Различные марки	1790—2310	—

## Сравнение средних значений механических параметров углей и твердых включений

Типы углей и включений	Твердость по Шору $T_{ш}$	Дробимость относительно кварца $D_p, \%$	Пределы прочности, Па	
			$\sigma_{сж \perp}$	$\sigma_{сж \parallel}$
Угли гумитовые	25—36	7—13	$1,2 \cdot 10^7$	$7 \cdot 10^6$
Углистые сланцы	22—23	11	—	—
Глины	19—21	3	$6,2 \cdot 10^6$	$3 \cdot 10^6$
Колчедан	—	580	$1,16 \cdot 10^8$	$3,3 \cdot 10^7$
Сапропелиты	40—50	18—36	$(1,6—3,1) \cdot 10^7$	$(0,75—1,8) \cdot 10^7$
Гумиты	25—35,9	2—13	$(0,83—1,2) \cdot 10^7$	$(0,37—1,0) \cdot 10^7$
Клареновые и кларено-дюреновые	34,7	13	$1,15 \cdot 10^7$	$6,3 \cdot 10^6$
Дюреновые и дюрено-клареновые	28	11	$1,25 \cdot 10^7$	$7,7 \cdot 10^6$

## Классификация горных пород (по проф. М. М. Протодяконову)

Категория	Степень крепости пород	Породы	Коэффициент крепости $f$
I	В высшей степени крепкие	Наиболее крепкие, плотные и вязкие кварциты и базальты, исключительно крепкие другие породы	20
II	Очень крепкие	Очень крепкие гранитовые породы, кварцевый порфир, очень крепкий гранит, кремнистый сланец, кварциты менее крепкие, чем указанные выше, самые крепкие песчаники и известняки	15
III	Крепкие	Граниты (плотные) и гранитовые породы, очень крепкие песчаники и известняки, крепкий конгломерат, очень крепкие железные руды	10
IIIa	»	Известняки (крепкие), некрепкий гранит, крепкие песчаники, крепкий мрамор, доломит, колчеданы	8
IV	Довольно крепкие	Обыкновенный песчаник, железистые руды	6
IVa	То же	Песчаные сланцы, сланцевые песчаники	5
V	Средней крепости	Крепкий глинистый сланец, некрепкие песчаник и известняк, мягкий конгломерат	4

Категория	Степень крепости пород	Породы	Коэффициент крепости $f$
Va	Средней крепости	Разнообразные сланцы (некрепкие), плотный мергель	3
VI	Довольно мягкие	Мягкий сланец, очень мягкий известняк, мел, каменная соль, гипс, мерзлый грунт, антрацит, обыкновенный мергель, разрушенный песчаник, цементированная галька, каменистый грунт	2
VIa	То же	Щебенистый грунт, разрушенный сланец, слежавшаяся галька и щебень, крепкий каменный уголь, отвердевшая глина	1,5
VII	Мягкие	Глина (плотная), мягкий каменный уголь, крепкие наносы	1,0
VIIa	»	Легкая песчанистая глина, лесс, гравий	0,8
VIII	Землистые	Растительная земля, торф, легкий суглинок, сырой песок	0,6
IX	Сыпучие	Песок, осыпи, мелкие гравий, насыпная земля, добытый уголь	0,5
X	Плывучие	Плывуны, болотистый грунт, разжиженный лёсс и другие разжиженные грунты	0,3

## ПРИЛОЖЕНИЕ 40

## Классификация пород по трудности разрушения

Класс	Категория	Породы
1. Полускальные, плотные и мягкие легкоразрушаемые	1—2	Супеси, суглинки, аргиллит, глина, мергель, уголь бурый, алевролит, слабый песчаник
	2—3	Сланец песчанистый, фосфоритовая руда, уголь, антрацит
	3—4	Сульфидная руда, перидотит серпентинизированный, пироксенит, глинистый доломит, сидерит

Класс	Категория	Породы
2. Скальные легко-разрушаемые	4—5	Известняк, порфирит ороговикованный, ангидрит, песчаники, габбро-порит, мартит пористый
	5—6	Песчаник серый, аргиллит тонкозернистый, порфирит диабазовый, доломит, апатито-нефелиновая руда,
	6—7	Известняк, скари магнетит-гранатовый, кварцит ожелезненный пористый, перидотит серпентинизированный, сиенит-порфир
	7—8	Порфирит эпидотизированный, базальт, фосфорит, гранит средне- и крупнозернистый, диабаз, пегматит, скарны
	8—9	Гнейс гранат-биотитовый, гранит-порфир, кварцит железистый, гранито-гнейс, мергель кремнистый, доломит оруденелый
3. Скальные средней трудности разрушения	9—10	Магнетитовая руда, роговик оруденелый, гранатовый скари, лабрадорит, гранат-магнетитовый скари, песчаник окремнелый
	10—11	Гранит мелкозернистый, кварцит, диорит, доломит
	11—12	Габбро-диабаз, брекчия роговикова-кварцевая, гнейс, гранит мелкозернистый, пироксен-гранатовый скари
	12—13	Габбро, гранит, кварцевый порфир, уртит, андезит, песчаник оруденелый
	13—14	Кварцит безрудный, сиенит-порфир, скари
4. Скальные трудноразрушаемые	14—15	Базальт лабрадоровый, кварцит
	16—18	Скари скаполитовый, диорит-порфирит, андезитовый порфирит, роговик, скарированный пироксеном
	18—20	Песчаник, диорит-порфирит
5. Скальные весьма трудноразрушаемые	21—25	Нефриты, микрокварциты очень плотные сливные, скарны интенсивно окремнелые, кварц сливной, неизмененные сливные андезиты, базальты, джеспилиты, кремнь

## Классификация пород по буримости

Класс	Категория (Пб)	Породы
I. Легкобуримые	1—2	Глина сланцеватая, галечно-щебенистые породы, мергель глинистый, угли мягкие, песок, супесь, торф.
	2—3	Алевролиты и аргиллиты слабосцементированные, выветрелые доломиты, известняки сталькованные, сланцы углистые, гипс пористый, жирные глины.
	3—4	Алевролиты плотные глинистые, гипс плотный, доломиты неизмененные, маритовые и другие железные руды мягкие, известняки мягкие, глины отвердевшие, угли выше средней крепости.
	4—5	Алевролиты песчано-глинистые, антрациты и другие крепкие угли, колчеданы зоны выщелачивания, свинцово-цинковые окисленные руды, совершенно выветрелые каолинизированные граниты.
	II. Средней трудности бурения	6—7
7—8		Кварцево-карбонатные породы, фосфориты пластовые, песчаники аркозовые, андезиты крупнозернистые выветрелые.
8—9		Габбро измененные, скарны выветрелые, андезиты среднезернистые выветрелые
III. Труднобуримые	9—10	Крупнозернистые гнейсы, граниты, гранодиориты, диабазы, сyenиты среднезернистые, змеевики плотные
	11—12	Среднезернистые граниты и гранодиориты, амфиболиты мелкозернистые, альбитофиры неизмененные, мрамор, сланцы аспидные
	12—13	Доломиты окварцованные, песчаники мелкозернистые, альбитофиры кварцевые, габбро-амфиболиты
	13—15	Базальты пористые, габбро и гнейсы среднезернистые, песчаники кремнистые
IV. Весьма труднобуримые	16—17	Базальты среднезернистые, гранодиориты, альбитофиры плотные кварцевые, грейзены среднезернистые
	18—20	Роговики железистые, диориты мелкозернистые, анзиты плотные, гнейсы биотитовые, базальты мелкозернистые, железистые руды мелкозернистые магнетито-гематитовые
V. Исключительно труднобуримые	21—22	Скарны окремненные, микрограниты, альбитофиры сильноокварцованные мелкозернистые, весьма плотные андезиты
	23—25	Кремень, кварц сливной, микрокварциты очень плотные сливные, скарны интенсивно окремненные, неизмененные сливные андезиты

## Шкала взрываемости горных пород

Класс пород по взрываемости	Характеристика пород		Эталонный расход ВВ, г/м³	Породы по взрываемости
	$(\sigma_{сж} + \sigma_p + \tau_{сдв}) \cdot 10^{-5}$ , Па	Категория трещиноватости		
I	До 2300 до 1200 до 700 до 300	I	До 20	Легковзрываемые
		II		
		III		
		IV		
II	1200—3300	II	20,1—40	Средней трудности взрывания
		III		
		IV		
III	700—2200 500—1600 до 1100	III	40,1—60	Трудновзрываемые
		IV		
		V		
IV	2200—3300 1600—2700 1100—1700	III	60,1—80	Весьма трудновзрываемые
		IV		
V	2100—3300 1700—2300 Более 2300	IV	80,1—100	Исключительно трудно-взрываемые
		V		

## ПРИЛОЖЕНИЕ 43

Коэффициент крепости  $f$  углей некоторых бассейнов и месторождений

Бассейн, месторождение	Среднее значение $f$	Пределы изменения $f$
Кузнецкий бассейн . . . . .	1,02	(0,4—2,6)
Подмосковный бассейн . . . . .	1,08	(0,8—1,47)
Экибастузское месторождение . . . . .	1,55	(1,3—1,8)
Ирша-Бородинское месторождение . . . . .	1,17	
Итатское месторождение . . . . .	2,1	(0,7—4,68)
Ткибульское месторождение . . . . .	1,61	(1,11—2,58)

## Шкала крепости углей

Класс крепости	Характеристика углей	Коэффициент крепости по шкале М. М. Протодьяконова $f$	Буримость — время бурения ручным электросверлом 1 м шпура, мин (головка бура — победитовая)
I — весьма крепкие	Крепкие антрациты слитные Твердые угли с признаками кливажа и с большими включениями колчедана	2,0	1,9
II — крепкие	Крепкие антрациты со слабо выраженным кливажем Твердые угли с признаками кливажа, без включений	1,0	1,4
III — средней крепости	Антрациты с явно выраженным кливажем. Угли средней крепости с выраженным кливажем	1,2—1,3	1,0
IV — мягкие	Мягкие антрациты. Угли с явно выраженным кливажем и разбитые трещинами	0,7—0,8	0,7

## О Г Л А В Л Е Н И Е

Предисловие . . . . .	3
Введение . . . . .	5

### Часть первая

#### СВОЙСТВА И ПАРАМЕТРЫ ГОРНЫХ ПОРОД

1. Классификация свойств и параметров . . . . .	10
1.1. Минералы и горные породы. Их строение и состав . . . . .	10
1.2. Особенности состава и строения ископаемых углей . . . . .	14
1.3. Пористость горных пород . . . . .	16
1.4. Плотность пород . . . . .	18
1.5. Трещиноватость пород . . . . .	20
1.6. Жидкости и газы в породах . . . . .	23
1.7. Методы изучения состава и строения пород . . . . .	30
1.8. Классификация физических свойств. Базовые физико-технические параметры пород . . . . .	33
1.9. Основные правила изучения физико-технических параметров пород . . . . .	39
1.10. Общие принципы влияния минерального состава и строения на свойства пород . . . . .	45
1.11. Классификация пород по физическим свойствам . . . . .	50
2 Механические свойства горных пород . . . . .	54
2.1. Напряжения и деформации в породах . . . . .	54
2.2. Упругие свойства пород . . . . .	58
2.3. Влияние состава и строения пород на их упругие свойства . . . . .	61
2.4. Пластические свойства пород . . . . .	66
2.5. Прочность и разрушение пород . . . . .	69
2.6. Расчетная работа разрушения . . . . .	78
2.7. Реологические свойства пород . . . . .	80
2.8. Механические свойства массива пород . . . . .	86
2.9. Упругие колебания и акустические параметры пород . . . . .	89
2.10. Упругие колебания в массивах горных пород . . . . .	97
3. Тепловые свойства пород . . . . .	100
3.1. Распространение и накопление тепла . . . . .	100
3.2. Теплоемкость . . . . .	104
3.3. Теплопроводность и температуропроводность . . . . .	105
3.4. Тепловое расширение . . . . .	110
3.5. Тепловые свойства массивов . . . . .	112
3.6. Тепловые свойства рыхлых пород . . . . .	113
4. Электромагнитные свойства горных пород . . . . .	115

4.1.	Поляризация . . . . .	115
4.2.	Диэлектрическая проницаемость . . . . .	118
4.3.	Особые случаи поляризации минералов и пород . . . . .	124
4.4.	Электропроводность . . . . .	126
4.5.	Диэлектрические потери . . . . .	132
4.6.	Магнитные свойства . . . . .	136
4.7.	Распространение электромагнитных волн . . . . .	141
4.8.	Естественные электрические и магнитные поля . . . . .	147
4.9.	Радиоактивность пород. Воздействие излучений . . . . .	151
5.	Взаимная связь свойств, паспортизация пород. Свойства пород Луны . . . . .	155
5.1.	Общие сведения о взаимосвязи свойств . . . . .	155
5.2.	Взаимосвязи свойств пород, обусловленные переменным минеральным составом . . . . .	158
5.3.	Взаимосвязи свойств пород, обусловленные переменным строением . . . . .	162
5.4.	Множественная корреляция между физическими свойствами пород . . . . .	168
5.5.	Паспортизация горных пород по физико-техническим параметрам . . . . .	171
5.6.	Физические свойства пород Луны . . . . .	174
6.	Воздействие внешних физических полей на горные породы . . . . .	181
6.1.	Влияние влаги . . . . .	181
6.2.	Влияние давления . . . . .	187
6.3.	Термические напряжения в породах . . . . .	194
6.4.	Влияние теплового поля на механические свойства пород . . . . .	197
6.5.	Влияние теплового поля на тепловые и электромагнитные свойства пород . . . . .	202
6.6.	Воздействие упругих колебаний . . . . .	210
6.7.	Воздействие электрического и магнитного полей . . . . .	213
6.8.	Воздействие излучений . . . . .	219
6.9.	Взаимосвязи свойств пород в переменных внешних полях . . . . .	220

## Часть вторая

### ФИЗИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ ГОРНОГО ПРОИЗВОДСТВА

7.	Горнотехнологические характеристики пород . . . . .	222
7.1.	Горные породы как объект разработки . . . . .	222
7.2.	Скальные и полускальные породы . . . . .	223
7.3.	Плотные, мягкие и сыпучие породы . . . . .	224
7.4.	Разрушенные породы . . . . .	225
7.5.	Классификация горнотехнологических параметров пород . . . . .	227
7.6.	Твердость, вязкость, дробимость и абразивность пород . . . . .	228
7.7.	Горнотехнологические параметры рыхлых и связанных пород . . . . .	232
7.8.	Технологические параметры каменных углей . . . . .	235
8.	Разрушение и транспортирование горных пород . . . . .	240
8.1.	Крепость пород и показатель трудности их разрушения . . . . .	240

8.2. Механическое отделение пород от массива и их экскавируемость . . . . .	244
8.3. Механическое бурение пород и их буримость . . . . .	248
8.4. Бурение пород термическим методом . . . . .	253
8.5. Электротермические и электрические способы разрушения . . . . .	258
8.6. Комбинированные методы разрушения . . . . .	263
8.7. Взрываемость горных пород и расчеты процессов взрывания . . . . .	267
8.8. Вторичное дробление пород в забое . . . . .	273
8.9. Дробление и измельчение полезного ископаемого после извлечения . . . . .	276
8.10. Транспортирование горных пород . . . . .	280
9. Управление состоянием массива горных пород. Обогащение и геотехнология . . . . .	283
9.1. Осушение массивов . . . . .	283
9.2. Процессы разупрочнения . . . . .	285
9.3. Упрочнение пород . . . . .	289
9.4. Поддержание подземных выработок . . . . .	292
9.5. Устойчивость бортов карьеров и отвалов . . . . .	298
9.6. Тепловой режим шахт и рудников . . . . .	299
9.7. Процессы обогащения полезных ископаемых . . . . .	301
9.8. Физико-химические (геотехнологические) методы . . . . .	306
10. Методы контроля состояния массива горных пород и технологических процессов . . . . .	313
10.1. Свойства пород как источники информации . . . . .	313
10.2. Исследование массивов методами полевой геофизики . . . . .	314
10.3. Скважинные методы исследования . . . . .	324
10.4. Контроль напряженного состояния и устойчивости массивов и выработок . . . . .	329
10.5. Обнаружение включений и опасных зон в массивах пород . . . . .	335
10.6. Методы контроля за составом полезных ископаемых . . . . .	339
10.7. Контроль влажности . . . . .	347
10.8. Методы контроля за отдельными технологическими процессами . . . . .	349
Заключение . . . . .	356
Список литературы . . . . .	358
Приложения . . . . .	362

Владимир Васильевич Ржевский,  
Готфрид Янович Новик

ОСНОВЫ ФИЗИКИ ГОРНЫХ ПОРОД

Редактор издательства Т. Н. Мальцева  
Переплет художника В. П. Сысова  
Художественный редактор О. Н. Зайцева  
Технический редактор Е. С. Сычева  
Корректор Э. Г. Агеева

---

Сдано в набор 22.02.78      Подписано в печать 09.08.78  
Т-14546. Формат 60×90<sup>1/16</sup>. Бумага № 2. Гарнитура обычн.  
Печать высокая. Печ. л. 24,5. Уч.-изд. л. 24,8.  
Тираж 10 000 экз. Заказ 824/6980-10. Цена 1 р. 20 к.

---

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,  
Третьяковский проезд, 1/19.  
Ленинградская типография №6 Союзполиграфпрома при Государственном комитете  
по делам издательств, полиграфии  
и книжной торговли. 196006, Ленинград, Московский пр., 91.

*Уважаемый товарищ!*

*Издательство «Недра»*

*готовит к печати новые книги*

**КИЛЯЧКОВ А. П.** Технология горного производства: Учебник для вузов — 2-е изд., перераб. и доп. 18 л., 1 руб.

В книге рассмотрены способы вскрытия и подготовки шахтных полей и системы разработки угольных месторождений в различных горно-геологических условиях.

Описаны механизированные комплексы и производственные процессы в очистных забоях, изложена сущность разработки рудных месторождений подземным способом, приведены сведения об открытых горных работах, освещены вопросы проектирования угольных шахт.

Во втором издании книги (1-е изд. — 1971) расширен материал по разработке рудных месторождений и проектированию шахт. Приведены новые сведения механизации, новые требования по охране окружающей среды, новые требования Правил безопасности и Правил технической эксплуатации.

Учебник предназначен для студентов горных вузов и факультетов, обучающихся по специальности «Строительство подземных сооружений и шахт».

**ХОХЛОВ И. В.** Сдвигание и проницаемость подработанной толщи горных пород. 9 л., 1 р. 40 к.

В книге рассмотрены сдвигание и деформации горных пород над очистной выработкой, фильтрация воды и газа через деформированные породы, методы расчета сдвижений и деформаций в мульде сдвижения. Предложены новые способы наблюдений за сдвижением горных пород, за подрабатываемыми инженерными сооружениями и за измерением смещений пород внутри подработанной толщи. Изложен новый подход к изучению проницаемости подработанной толщи пород на комплексных моделях, а также к расчету высоты зоны обрушения и приближенной оценке изменения показателей фильтрационных свойств пород подработанной толщи по наблюдениям за их сдвижением.

Книга предназначена для работников научно-исследовательских и проектных организаций, инженерно-технических работников предприятий угольной промышленности, а также может быть полезна студентам горных вузов, занимающихся изучением сдвижения горных пород и их проницаемости.

*Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, или заказать через отдел «Книга — почтой» магазинов:*

№ 17—199178, Ленинград, В. О., Средний проспект, 61;

№ 59—127412, Москва, Коровинское шоссе, 20

*Издательство «Недра»*

19-2011

2600

HERBA