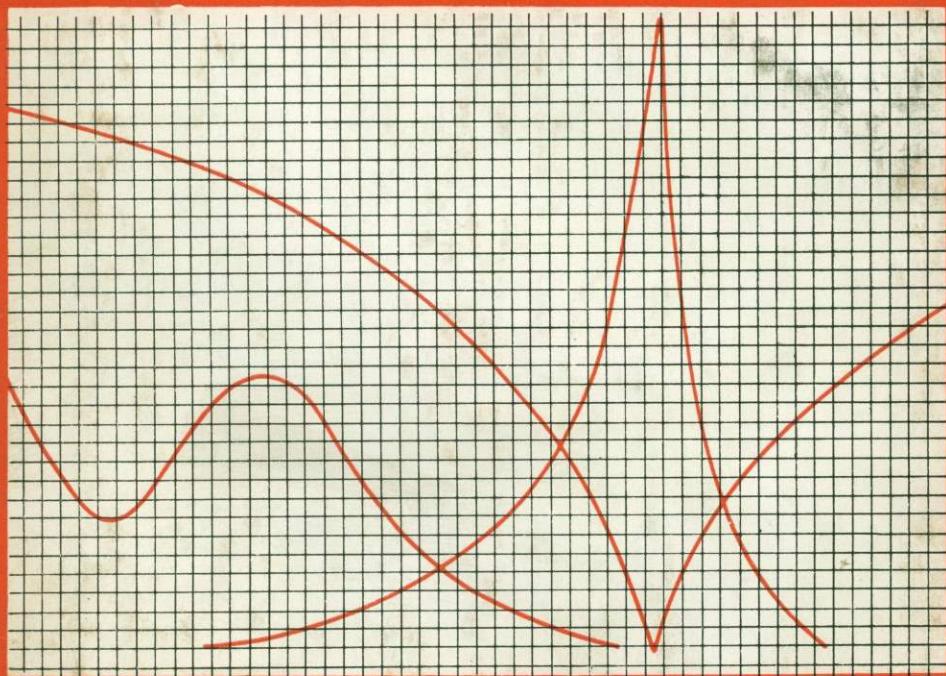


ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ ВЫСОКИХ ТЕМПЕРАТУРАХ



Изучение
физических свойств
горных пород
при
высоких температурах
служит
научной основой
для создания
новых способов
разрушения массива.

Физические свойства горных пород при высоких температурах

А. П. Дмитриев, Л. С. Кузяев,
Ю. И. Протасов, В. С. Ямицков

17523
20510



Издательство «Недра» Москва 1969



Физические свойства горных пород при высоких температурах

Дмитриев А. П., Кузяев Л. С.,
Протасов Ю. И., Ямщиков В. С.
Изд-во «Недра», 1969, стр. 160

В книге изложены результаты теоретических и экспериментальных исследований прочностных, упругих, акустических, тепловых и электромагнитных свойств горных пород в зависимости от температуры.

Подробно описаны методы исследования физических свойств горных пород при высоких температурах, приведены примеры использования температурных зависимостей физических свойств пород для решения задач горного производства.

Книга рассчитана на научных работников, инженеров и техников, занимающихся добычей и переработкой полезного ископаемого, а также может быть полезна студентам вузов, изучающим вопросы геологии, минералогии, химии и физики горных пород, технологии добычи и переработки полезных ископаемых.

Таблиц 38, иллюстраций 67, библиография — 57 названий.

Рецензент: канд. техн. наук Р. И. Т е д е р.

ВВЕДЕНИЕ

Значительный рост промышленного производства и необходимость повышения производительности труда, предусмотренные Директивами ХХIII съезда КПСС, определяют главные задачи в области технологии добычи и переработки полезных ископаемых.

В последние годы широкое развитие получают новые высоко-производительные технологические способы и технические средства разработки месторождений полезных ископаемых, основанные на достижениях современной физики, химии, гидро- и термодинамики, геофизики, геохимии, радиоэлектроники и других наук.

В практику горного производства внедряются термические, электрофизические и другие способы разрушения и упрочнения пород, акустические и электромагнитные методы изучения и контроля состояния массива, разрабатываются физико-химические способы добычи полезных ископаемых.

Термодинамика призвана сыграть значительную роль в решении многих задач горного производства, причем перспективы ее использования расширяются.

Термические способы разрушения горных пород уже применяются в промышленности. Высокую эффективность при бурении и дроблении крепких горных пород показали термический (огневой) и низкочастотный электрофизический способы. Экспериментальное разрушение горных пород производится электромагнитными полями различной частоты, электродуговыми горелками и другими способами.

Особое место при этом занимают исследования закономерностей направленного изменения механических, электрических и магнитных свойств пород. Эти исследования явились основой развития способов термомеханического разрушения, термо- и электрофизического упрочнения пород, физико-химической технологии добычи серы, меди, угля и горючих сланцев. Некоторые закономерности изменения свойств пород (электрических, упругих и магнитных) в высокотемпературном поле могут быть использованы для получения информации об изменении состояния массива горных пород.

В то же время решение рассмотренных задач и в связи с этим широкое внедрение новых технических решений в промышленность

в известной степени сдерживаются недостаточным использованием математики, физики и вычислительных машин. Это объясняется слабыми знаниями физических свойств горных пород и условий протекания в них физико-химических процессов.

Изучение физических свойств пород и закономерностей их изменения при различных воздействиях создаст условия для получения соответствующих алгоритмов управления и широкого использования методов математического и физического моделирования процессов в горных породах.

Комплексному исследованию физических свойств горных пород посвящено много трудов, опубликованных в отечественной и зарубежной литературе. Однако температурные зависимости физических свойств горных пород применительно к технологии горного производства изучены недостаточно.

Материал книги базируется в основном на экспериментах и теоретических исследованиях, выполненных в течение последних лет в проблемной лаборатории физик и горных пород Московского горного института.

Книга состоит из трех глав, включающих результаты исследования прочностных и упругих, тепловых и электрических свойств некоторых горных пород. В каждой главе рассматриваются теория и методы исследования, изменения свойств пород в поле высоких температур, приводится описание разработанных в лаборатории оригинальных экспериментальных установок, основанных на использовании достижений физики и электроники.

Анализ накопленного материала позволил сделать попытку некоторой систематизации горных пород по закономерностям изменения их физических свойств для конкретных условий взаимодействия с температурным полем.

Особое внимание уделяется вопросам, связанным с практическим использованием результатов исследований, которые являются основополагающими при изучении механизмов термо- и электроразрушения.

Книга написана сотрудниками кафедры физики горных пород Московского горного института. Глава I написана В. С. Ямчиковым и А. П. Дмитриевым, глава II — А. П. Дмитриевым и Л. С. Кузяевым, глава III — Ю. И. Протасовым.

Авторы выражают глубокую благодарность коллективу сотрудников кафедры и проблемной лаборатории физики горных пород МГИ за помощь, оказанную при подготовке книги к изданию.

ПРОЧНОСТНЫЕ И УПРУГИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ ВЫСОКИХ ТЕМПЕРАТУРАХ

§ 1.

Прочностные свойства пород

Эффективность и области рационального применения электрофизических, термических и термомеханических способов разрушения горных пород во многом определяются физико-механическими свойствами последних и в первую очередь прочностными, упругими и вязко-упругими свойствами. При этом в расчетах участвуют наряду с абсолютными значениями свойств также и их температурные зависимости.

К прочностным свойствам, определяющим сопротивляемость горных пород разрушению под действием различных факторов, относятся пределы прочности на сжатие, растяжение, сдвиг, изгиб и твердость.

Значения прочностных показателей зависят от пористости, микро- и макротрещиноватости, прочности составляющих горные породы минералов и связей между ними. Эти же факторы определяют и прочностные свойства горных пород в зависимости от температуры.

Исследователей с давних пор интересует вопрос возможности управления прочностными свойствами пород (упрочнение или ослабление) при воздействии температурного поля. Впервые, вероятно, человек встретился с возможностью изменять прочность пород при обжиге глины и каолина. При нагреве этих пород до температуры 600° С их прочность повышается в несколько раз при одновременном снижении пластичности.

Явления упрочнения и ослабления горных пород при воздействии высоких температур наблюдались также при исследовании других типов пород. Однако систематическое изучение этого вопроса было начато только в последнее время в связи с развитием новых способов разрушения и изучением поведения пород на больших глубинах.

Методика и аппаратура для исследования горных пород

При исследовании прочностных свойств горных пород в поле высоких температур наибольшее распространение получили методы определения пределов прочности на сжатие и растяжение и показателя твердости пород.

Испытание горных пород на одноосное сжатие (раздавливание) является наиболее простым методом оценки прочности пород. При этом предел прочности на сжатие определяется как максимальная величина действующего на образец сжимающего напряжения в момент его разрушения.

Методика испытаний горных пород на сжатие при высоких температурах заключается в следующем.

Перед испытаниями образцы нагреваются до исходных температур в специальных устройствах, которые могут располагаться как

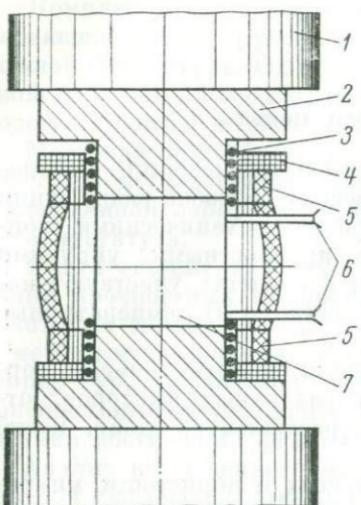


Рис. 1. Схема испытания устройства для исследования образцов горных пород на сжатие при нагреве:

1 — пuhanсоны пресса; 2 — рабочие пuhanсоны; 3 — аебестовый шнур; 4 — кол'ца; 5 — электрическая печь; 6 — термопары; 7 — образец

живается при заданной температуре не менее 20 мин. Затем происходит нагружение образца до момента появления разрушающих трещин.

Для оценки величины упругих и пластических деформаций, развивающихся под действием температуры во время испытаний горных пород на сжатие и растяжение, требуется непрерывно измерять нагрузки и деформации. Однако использовать для этого проволочные датчики сопротивления (тензодатчики) с наклейкой их на боковые поверхности образца при высоких температурах невозможно. Для автоматической записи деформаций и нагрузок при испытаниях горных пород на сжатие может быть применено устройство, позволяющее измерять деформации без наклейки тензодатчиков на образец [5]. Схема этого устройства представлена на рис. 2. Запись нагруз-

на прессе, так и вне его. В последнем случае [1, 2] для этих целей используется муфельная электропечь. При нагреве до требуемой температуры образцы пород (с установленными в них термометрами) ручными захватами вынимаются из печи и ставятся под испытательный пресс. Снижение температуры в образце регистрируется термопарами. Для уменьшения теплообмена поверхностей образца с окружающей средой при испытании боковые стороны его изолируются с помощью асбестоцементных обкладок.

Опыты показывают, что такой вариант нагрева образцов горных пород перед испытаниями (при стандартных скоростях нагружения) позволяет выяснить качественные зависимости прочности от температуры.

При нагреве образцов горных пород на прессе применяется специальное устройство [3] (рис. 1). Электрическая печь, окружающая образец, включается в сеть через автотрансформатор. Образец нагревается равномерно и выдер-

зок при сжатии образца 1 прессом 2 производится нивелирным потенциометром 3, а запись деформации осуществляется путем использования тензодатчиков.

Потенциометр-реохорд жестко связан со шкалой индикатора 4 нагрузки пресса и питается от батареи 5 напряжением 6—15 в. Для подбора электрического сигнала, соответствующего максимальной нагрузке при сжатии, в пульте управления имеется установочный потенциометр 6. Снимаемый реохордом сигнал, характеризующий величину нагрузки, поступает на многошлейфовый осциллограф 7, на котором производится запись изменения осевой нагрузки.

Для измерения деформаций с помощью тензодатчиков без их наклейки на образец применено консольное устройство. Стойка

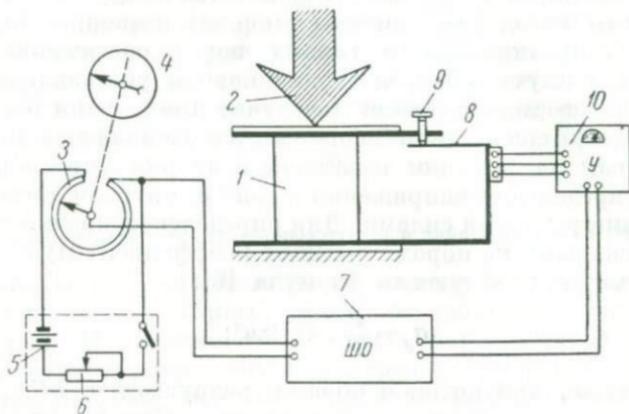


Рис. 2. Схема устройства для автоматической записи нагрузок и деформаций

с пружинной пластиной 8 (сталь марки 12ХНЗА) жестко установлена на неподвижной плате пресса. Верхняя подвижная плита жестко связана с консольной стальной пластиной, на которой расположена микрометрический винт 9, соприкасающийся с пружинной пластиной.

На пластину наклеивают рабочий и компенсационный тензодатчики, входящие в общую мостовую измерительную схему. Сигнал от разбаланса моста, вызванный изменением длины образца под прессом, поступает на тензометрический усилитель 10 типа ТА-5 и затем на шлейфовый осциллограф. Перед началом опытов должна производиться тарировка схемы с помощью двухмикронного механического тензометра-индикатора. Место наклейки рабочего тензодатчика на пружинной пластине выбирается с учетом возможностей усиления сигнала.

Таким образом, эта схема позволяет вести автоматическую запись осевого усилия и деформаций. Результаты экспериментов представляются в виде осциллограмм. Сравнение с результатами измерений, полученными на других схемах измерения (например, с примене-

нием для записи усилия нагрузки динамометрического кольца с тензодатчиками), показывает хорошее их совпадение.

Дальнейшая обработка полученных осцилограмм позволяет строить диаграммы «напряжение — деформация», по которым известными графоаналитическими методами определяются предел прочности на сжатие, предел упругости, модуль упругости первого рода, коэффициент пластичности и др.

Испытания образцов пород на растяжение можно проводить прямым или косвенным методом.

При использовании прямого метода, основанного на растяжении образца (стержня) в направлении его оси, трудно обеспечить однородное напряженное состояние в средней части образца. Кроме того, во время испытаний могут возникнуть изгибающие напряжения.

Косвенный метод (раскалывания керна) позволяет определять показатель сопротивляемости горных пород растяжению другим путем. В этом случае образец горной породы устанавливается под плиты пресса по диаметральной (в случае применения цилиндрических образцов) плоскости и испытывается сжимающей нагрузкой. Метод основан на решении известной в теории упругости задачи Герца о распределении напряжений в тонком круглом диске, сжимаемом по диаметру двумя силами. Для определения прочности на разрыв при раскалывании пород, имеющих коэффициент Пуассона 0,1—0,25, используется следующая формула [6]:

$$\sigma_p = \frac{P}{F}, \text{ кГ/см}^3; \quad (I,1)$$

где P — усилие, при котором образец разрушается, кГ ;

F — площадь диаметральной плоскости образца (произведение длины на диаметр образца), см^2 .

Нагрев образца перед испытанием производится по одному из двух вышеописанных вариантов.

При изучении влияния температуры на твердость горных пород можно использовать метод вдавливания штампа. Методика испытания в данном случае, подробно описанная в работе [1], заключается в следующем.

Штамп устанавливается на образце горной породы и поднимается плунжером пресса до упора в нижнее основание верхней опоры пресса. Затем образец нагружается и фиксируется величина внедрения штампа.

За показатель твердости горной породы при этом принимается максимальное усилие на штампе, отнесенное к единице поверхности его торца в момент первого выкола породы:

$$P_{\text{ш}} = \frac{P}{S}, \quad (I,2)$$

где $P_{\text{ш}}$ — твердость по штампу, кГ/мм^2 ;

P — нагрузка в момент выкола породы, кГ ;

S — площадь штампа, мм^2 .

При испытании образцов по методу вдавливания штампа наиболее целесообразно использовать прибор УМТП-3, на котором кривые «нагрузка — деформация» записываются автоматически. В зависимости от твердости испытуемых горных пород применяются твердо-сплавные цилиндрические или конические штампы. По полученным кривым деформаций определяются твердость по штампу, предел текучести и условный коэффициент пластичности [1].

Важным вопросом в процессе испытания образцов горных пород при высоких температурах является выбор рационального времени выдерживания нагретого до определенной температуры образца в печи с целью создания равномерного распределения температуры внутри него. Проведенные экспериментальные исследования показали, что времененная зависимость прочности на сжатие нагретых до определенной температуры образцов пород изменяется резко (до 30—50%) в начальный период нагрева (до 20—30 мин); при дальнейшем нагревании величина прочности почти не изменяется. В связи с этим рекомендуется выдерживать образец в нагревательном устройстве перед испытанием 20 мин и более при условии постоянной температуры нагрева [7].

Анализ прочностных свойств горных пород в зависимости от температуры

Результаты экспериментов показывают, что характер изменения прочностных свойств горных пород не является общим для всех типов пород. В зависимости от особенностей минералогического состава и структурных связей в породах изменение прочностных свойств при нагреве происходит по различным законам. При этом характер температурных зависимостей для различных прочностных показателей (пределы прочности на сжатие и растяжение, твердость и др.), полученных для одной породы, как правило, совпадает.

Изучение влияния высоких температур на прочностные показатели позволяет разделить все горные породы по характеру температурных зависимостей на группы:

породы, в которых с увеличением температуры прочностные показатели возрастают до некоторого максимума, а затем снижаются;

породы, в которых с увеличением температуры прочностные показатели сразу снижаются или до определенных температур изменяются мало, а затем уменьшаются.

При этом следует заметить, что в породах первой группы в начальный период (до температуры 100—160° С) обычно также наблюдается некоторое снижение прочностных показателей.

К первой группе, например, относятся кварцит, песчаник, серпентинит; ко второй — известняк, осененные руды, апатитовая руда и др.

Испытания пород на твердость [1] при изменении температуры от 20 до 400—600° С показали, что твердость южношвейцарского кварцита, кварцевого песчаника, микроклинового гранита несколько возрастает, а твердость микрогаббро почти не изменяется.

Было установлено также, что относительное увеличение твердости мономинеральных пород (шокшинский кварцит) несколько выше по сравнению с полиминеральными.

Из рис. 3 видно, что для пород первой группы характерна «критическая» температурная область, прочностные показатели в которой достигают наибольшего значения. Так, для песчаников предел прочности на растяжение при изменении температуры до 800° С возрастает примерно в 1,6 раза по сравнению с комнатной, а затем снижается. Причем резкое возрастание прочности наблюдается при температуре 600—800° С. При еще более высоких температурах в породах возникают пластические деформации, приводящие к разрушению. Одним из факторов, указывающим на пластический характер разрушения, является отсутствие при разрушении характерного треска и отскакивания кусков.

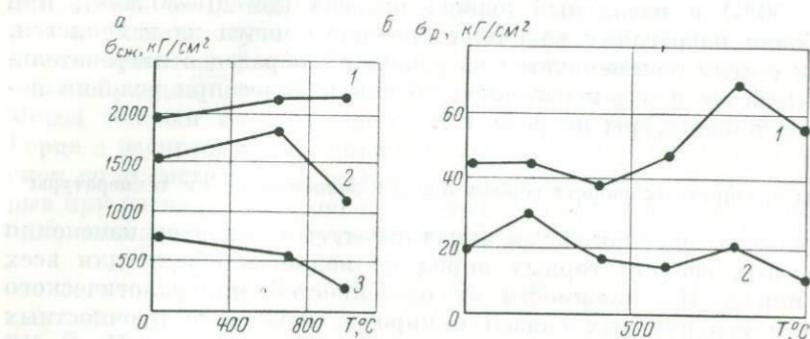


Рис. 3. Графики температурных зависимостей изменения пределов прочности на сжатие (а) и растяжение (б):

1 — песчаник; 2 — габбро; 3 — мрамор

Таблица 1

Изменение значения предела прочности на сжатие при нагреве горных пород Роздольского месторождения

Порода	Удельный вес γ, г/см³	Пористость P, %	Предел прочности на сжатие (кГ/см²) при температуре	
			20°	150°
Известняк осерненный крепкий, тип руды — гнездовокрапленный слоистости	2,49	5,36	270	90
Известняк неосерненный крепкий, слоистости	2,72	14,0	796	461
Известняк серый крепкий неосерненный полосчатый слоистости	2,51	5,95	357,1	>20
Известняк серый осерненный крепкий слоистости	2,38	8,41	248	>20

У второй группы пород снижение прочности при нагреве может быть частично объяснено химическими превращениями или наличием слабоустойчивых к нагреву примесей. Так, например, известняк, состоящий в основном из CaCO_3 , теряет прочность вследствие разложения и выделения CO_2 :



Наличие примесей серы в известняках приводит к снижению прочности даже при нагревании до $130\text{--}150^\circ\text{C}$ (табл. 1).

Большую роль в снижении прочностных показателей пород при нагреве играет также естественная пластичность пород,препятствующая возрастанию пределов прочности и развивающаяся под действием высоких температур. На рис. 4 показана зависимость величины пластических деформаций мрамора от температуры. Пластичность в этом случае оценивается по коэффициенту пластичности, равному отношению работы в области пластических деформаций к общей работе деформаций на диаграмме «нагрузка — деформация», получаемой при одновременной записи нагрузок и деформаций по методике, описанной выше.

Такой характер развития пластических деформаций в мраморе при нагреве соответствует характеру изменения упругости в этом же интервале температур.

Причины изменения прочности пород при высоких температурах

На характер изменения прочностных характеристик горных пород при высоких температурах влияют внешние и внутренние факторы, среди которых определяющими являются минералогический состав, свойства структурных связей и условия залегания. Выделить же какой-то один определяющий фактор в большинстве случаев даже для пород одного типа невозможно (табл. 2) *.

Природа изменения прочности пород с повышением температуры зависит от их структурных особенностей, термостойкости минералов и цементов, составляющих породу, и других признаков.

Для поликристаллических пород механизм уменьшения прочности при нагреве можно объяснить изменением роли различных факторов в структуре при повышении температуры (рис. 5).

Считая, что при нагреве горных пород прочность их изменяется в зависимости от упрочнения или разупрочнения минералов и их границ, весь цикл нагрева можно разделить на три области с граничными начальными температурами T_0 , T_1 и T_2 . Согласно результатам

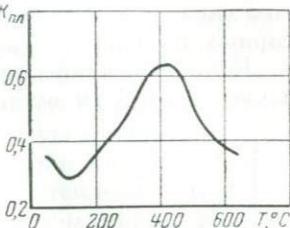


Рис. 4. График температурной зависимости изменения пластических деформаций мрамора

* Экспериментальные данные табл. 1 и 2 представлены инж. О. Н. Третьяковым.

многочисленных опытов каждая из областей может быть охарактеризована следующим образом:

первая температурная область ($T_0 - T_1$) — температурная зависимость прочности пород определяется термостойкостью минералов;

вторая температурная область ($T_1 - T_2$) — температурная зависимость прочности пород определяется состоянием границ между минералами;

третья температурная область ($T_2 \rightarrow \infty$) — характер изменения прочности пород определяется изменением прочности минералов.

На основе этой классификации можно предположить о возможном характере изменений прочностных показателей различных типов горных пород.

Если изменение прочности породы при нагреве рассматривать с учетом этой гипотезы, то породы, в которых прочность составляющих минералов резко падает в первой температурной области, должны разрушаться уже при относительно небольшой температуре нагрева, при этом границы между минералами оказывают очень слабое сопротивление. Подобным механизмом можно, например, объяснить уменьшение прочности при нагреве известняков, в которых при сравнительно небольших температурах нагрева происходит разложение минералов.

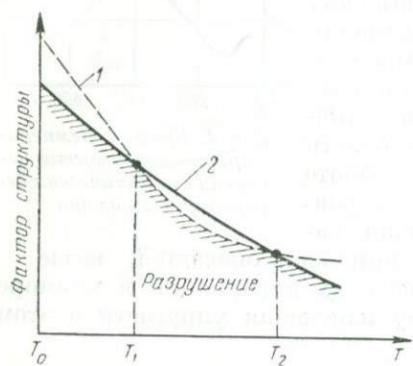


Рис. 5. Схема влияния различных факторов на прочность пород при нагреве:

1 — границы между минералами; 2 — минерал

обладают высокой термостойкостью, то при дальнейшем повышении температуры, т. е. во второй температурной области, характер

Изменение значения предела прочности на сжатие апатитовых руд Хибинского месторождения при нагревании

Порода	Удельный вес γ , $\text{г}/\text{см}^3$	Пористость P , %	Temperatura нагревания, °C			
			20	100	200	300
Уртит	2,92	12,6	298	227	283	353
Бедная руда \parallel слоистости . . .	2,87	5,55	904	606	385	270
Бедная руда \perp слоистости . . .	2,03	14,6	935	535	418	—
Богатая руда	3,1	9,6	643	1051	837	418

изменения прочности будет определяться в основном состоянием границ между минералами. Для пород, прочность которых в поле высоких температур определяется факторами, соответствующими второй температурной области, характерны следующие явления. При увеличении температуры происходит тепловое расширение минералов, имеющих по различным кристаллографическим направлениям неодинаковые значения коэффициента линейного теплового расширения. Объемное расширение слагающих породу минералов приводит к уменьшению расстояния между плоскостями раздела отдельных минералов и к увеличению их взаимного притяжения. Прочность связей в этом случае возрастает, поэтому прочностные свойства горных пород также увеличиваются до определенного предела. Одновременно с этим анизотропия минералов приводит к постепенному развитию релаксационных явлений на границе между минералами. Неравномерно возрастающая с увеличением температуры, эти явления на определенном этапе становятся основными и приводят породу к разрушению. Влияние же теплового колебания атомов при этих температурах еще мало, чтобы нарушить связи внутри минералов.

Подобный механизм определяет характер изменения прочности, например, для гранитов и кварцитов. Для цементированных же пород механизм, объясняющий характер изменения температурной зависимости, гораздо сложнее.

Влияние охлаждения на прочность предварительно нагретых пород

Этот вопрос представляет большой практический интерес, так как характерен для термического или электротермического разрушения пород в обводненных скважинах, а также для термомеханических способов разрушения.

Различают следующие случаи изменения прочности предварительно нагретых пород при последующем их охлаждении:

- 1) охлаждение на воздухе;
- 2) охлаждение в воде.

Установлено, что медленное охлаждение на воздухе предварительно нагретой породы заметно не снижает достигнутого ею в процессе нагрева увеличения прочности. Это можно объяснить тем, что возросшая при нагреве связь между минералами частично сохраняется и в постепенно охлажденной породе.

При быстром охлаждении породы и особенно при охлаждении в воде происходит следующее явление. Резкое охлаждение нагретой породы, находящейся в напряженном состоянии, приводит к мгновенному («динамическому») сжатию минералов в поверхностных слоях. При этом неоднородность напряженного поля усиливается, следствием чего является разрыв межкристаллических связей, т. е. появляется микротрециноватость, снижающая прочностные свойства пород.

Прочность предварительно нагретых горных пород более интенсивно снижается под действием резкого охлаждения водой. При этом развивается микротрециноватость вследствие быстрого охлаждения и, кроме этого, происходит дополнительное разрушение из-за смачивания и адсорбции.

Адсорбционная жидкость (вода) проникает через слабо развивающиеся микротреции на поверхностном слое в глубь породы и производит расклинивающее действие, тем

самым ослабляя межмолекулярные связи между поверхностями раздела. Образовавшаяся при резком охлаждении микротрециноватость в совокупности с расклинивающим и адсорбционным действием воды приводит к значительному снижению прочности пород.

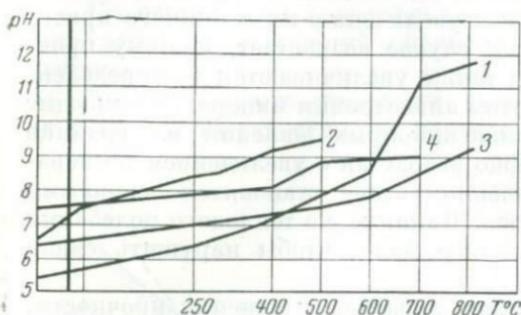
Эксперименты показывают [8], что при резком охлаждении предварительно нагретых до температуры 600° С пород водой прочностные показатели их снижаются до двух раз и более.

Следует отметить, что во время взаимодействия воды

с нагретой породой наряду с физическим процессом ослабления прочности происходит химический процесс, приводящий к образованию щелочных растворов. С увеличением температуры нагрева различных горных пород (мрамор, гранит, гранодиорит и др.) образование растворов происходит быстрее. На рис. 6 показан график зависимости водородного показателя pH, оценивающего степень образования щелочного раствора, от температуры нагрева горных пород [8].

Рис. 6. Влияние нагрева горных пород на изменение водородного показателя охлаждающей среды:

1 — полевошпатовый роговик; 2 — мрамор; 3 — гранит; 4 — гранодиорит



Совместное влияние высокой температуры и давления на прочностные показатели пород

Этот вопрос представляет практический интерес при разработке полезных ископаемых на больших глубинах, при бурении глубоких скважин и в других случаях, где встречается различное сочетание давлений и температур (гидростатическое давление изменяется от 0 до 2000—3000 кГ/см², а температура — от комнатной до 200—500° С). Большое внимание этому вопросу уделяется также геологами и геофизиками [9].

Испытание горных пород при совместном действии высоких температур и давлений проводят на специальных установках. Одна из них (рис. 7), описанная Д. Григгсом [10], позволяет развивать да-

вление до 5000 кГ/см^2 при изменении температуры до 800° С . Образец горной породы помещается внутри камеры высокого давления, в которой с помощью азота, аргона или углекислого газа передаются различные давления на образец при одновременном внутреннем обогреве последнего.

Исследования показали, что нагревание при постоянном всестороннем давлении влияет неодинаково на различные типы пород.

С повышением температуры для большинства пород наблюдается понижение предела прочности, причем для некоторых из них характерно также повышение пластичности.

Зависимости прочностных и деформационных характеристик горных пород от температуры при всестороннем давлении (около 1000 кГ/см^2), построенные по данным, приведенным в работе [11], показаны на рис. 8.

При постоянной температуре нагревания граница между хрупким и пластическим поведением горных пород изменяется в зависимости от величины приложенного

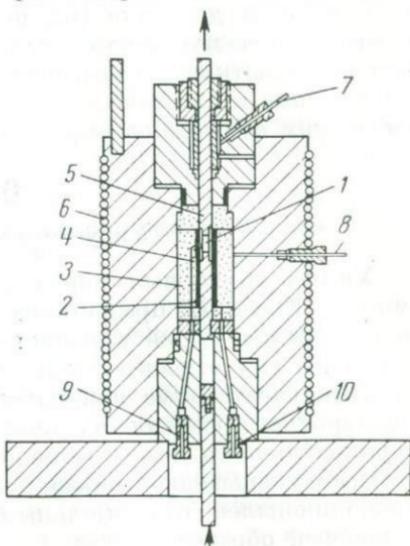
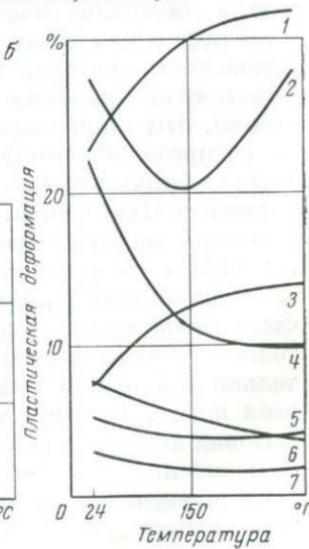
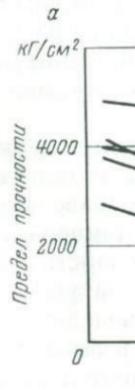


Рис. 7. Бомба для испытания горных пород при гидростатическом сжатии до 5000 кГ/см^2 и температуре до 800° С :

1 — образец породы; 2 — спираль для нагрева; 3 — футеровка из пирофиллита; 4 — термопара; 5 — пунсон; 6 — спираль охлаждения; 7 — ввод для уплотняющего давления; 8 — ввод для рабочего давления; 9 — электровод для термопары; 10 — электровод для спирали нагрева

Рис. 8. Графики зависимости предела прочности (а) и пластичности (б) горных пород от температуры при всестороннем давлении 1000 кГ/см^2 :

1 — юльский мрамор;
2 — известняк; 3 — ангидрит; 4 — алевролит; 5 — доломит;
6 — глинистый сланец; 7 — песчаник



давления и вида деформации (сжатие или растяжение). Так, исследования на известняках при постоянной температуре и различном всестороннем давлении [12] показали, что при растяжении пластическое течение происходит при большем всестороннем давлении, чем при сжатии. С повышением температуры переход от хрупкого разрушения к пластической деформации совершается при меньших значениях всестороннего давления.

§ 2.

Упругие свойства пород

Упругость горных пород характеризуется: модулем упругости (модуль Юнга) E , представляющим собой коэффициент пропорциональности между действующим продольным напряжением и соответствующей ему относительной деформацией; модулем сдвига G , связующим касательные напряжения с деформацией сдвига; модулем всестороннего сжатия K , который является коэффициентом пропорциональности между величиной всестороннего сжатия и относительным уменьшением объема; коэффициентом Пуассона μ , который пропорционален относительным удлинению и сокращению вдоль и поперек образца.

Показатели упругости горных пород связаны между собой следующими соотношениями:

$$K = \frac{E}{3(1-2\mu)} ; \quad (I,4)$$

$$G = \frac{E}{2(1+\mu)} . \quad (I,5)$$

Упругость горных пород зависит в основном от упругости слагающих минералов плотности, пористости и других факторов.

Упругость горных пород оказывает большое влияние на их разрушаемость, которая при термическом или электрофизическом воздействии определяется величиной возникающих термоупругих напряжений. Эти напряжения в любой точке разрушающего объема зависят от распределения температуры, формы тела и физических констант: модуля упругости E , коэффициента линейного расширения β и коэффициента Пуассона μ . При этом наибольший интерес, кроме теплопроводности, представляют собой модуль упругости и коэффициент линейного расширения.

Обычно при расчете термоупругих напряжений считают, что физические свойства пород не зависят от температуры. В действительности это допущение можно считать справедливым при сравнительно небольшом интервале изменения температуры и то не для всех пород. Поэтому изучение упругих свойств горных пород при высоких температурах (и особенно в температурной динамике) имеет большое практическое и теоретическое значение.

Для изучения упругих свойств пород в зависимости от температуры в последнее время широко применяются звуковые и ультра-

звуковые методы исследования, которые в данных условиях испытаний являются единственными для измерения нерелаксированных упругих параметров пород.

Вопросу изучения влияния температуры на упругие свойства горных пород, несмотря на актуальность, не уделялось достаточного внимания.

Исследования этого вопроса нашли практическое применение только при решении задач по геофизике и геологии [13, 14].

Методы определения упругих свойств горных пород при высоких температурах

Для исследования упругих свойств горных пород в температурном поле могут быть использованы статические и динамические способы.

При статическом способе испытаний задача измерений сводится к установлению изменения размеров образцов горных пород под действием приложенных напряжений.

Статические модули упругости определяются при сжатии или растяжении образцов, находящихся в условиях равномерного нагрева. При этом параметры упругости вычисляются с невысокой точностью. Основным недостатком статического способа является то, что параметры упругости получаются всегда релаксированными, т. е. у них на чисто упругую деформацию накладываются деформации, обусловленные ползучестью и упругим последействием. Вследствие этого ошибки в вычислении параметров упругости возрастают с увеличением температуры.

Кроме того, значения показателей упругости, определяемые статическими методами, зависят от длительности испытаний и характера нагрузжений. В связи с этим статические методы при изучении показателей упругости в поле высоких температур почти не используются.

В практике исследований пород при высоких температурах все шире применяются динамические способы испытаний и особенно звуковые и ультразвуковые.

Динамические методы испытаний основаны на физическом явлении распространения упругих колебаний в горных породах.

Динамические методы исследования имеют следующие преимущества:

отсутствие всяких разрушающих воздействий на испытуемый образец (интенсивность применяемых колебаний составляет десятие и сотые доли et/cm^2);

возможность неограниченного повторения испытаний, что повышает точность получаемых показателей;

быстрота испытаний и практически «мгновенное» получение результатов;

возможность вести исследование упругих и других свойств в температурной динамике.

Характерной особенностью динамических способов является то, что результаты испытаний получаются в виде косвенных показателей (скорость или время распространения упругих волн, собственная частота колебаний образца и др.).

Наиболее распространенные методы испытаний — резонансные и ультразвуковые импульсные.

В резонансных методах для определения упругих параметров в поле высоких температур используют продольные колебания и колебания изгиба. При этом модуль упругости определяется по формулам [15]:

при продольных колебаниях

$$E = 4\rho l^2 f_0^2; \quad (I,6)$$

при колебаниях изгиба

$$E = 1,639 \cdot 10^{-8} \left(\frac{l}{d} \right)^2 \frac{m}{l} f_0^2, \quad (I,7)$$

Рис. 9. Блок-схема резонансного метода для измерения модуля упругости при продольных колебаниях:

1 — образец; 2 — печь для нагрева; 3 — магнитострикционный вибратор; 4 — пьезоэлектрический датчик; 5 — усилитель; 6 — осциллограф; 7 — кварцевый гетеродин; 8 — усилитель мощности; 9 — генератор; 10 — источник постоянного тока; 11 — потенциометр для измерения ϑ . д. с.

При использовании продольных колебаний образца, находящегося в условиях нагрева, большое распространение получила установка, схематически изображенная на рис. 9.

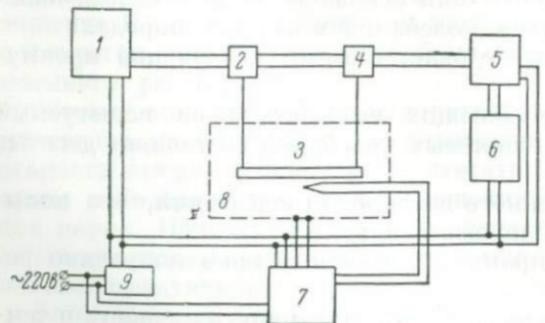


Рис. 10. Блок-схема резонансного метода для измерения модуля упругости при колебаниях изгиба:

1 — звуковой генератор; 2 — излучатель; 3 — образец; 4 — приемник; 5 — усилитель; 6 — осциллограф; 7 — термоизолатор; 8 — нагревательная печь; 9 — стабилизатор напряжения

Образец 1, располагаясь вертикально в печи 2, соединяется с магнитострикционным вибратором 3, помещенным в бак с проточной водой. Для регистрации резонанса колебания образца передаются пьезоэлектрическому датчику 4, а затем через усилитель 5 на осциллограф 6. Частота колебаний, которую может создать вибратор в данном случае, составляет 15—50 кгц.

На рис. 10 показана блок-схема установки для измерений модуля упругости резонансным методом, основанным на измерении резонансной частоты колебаний изгиба стержня, изготовленного из горной породы [14]. Образец с помощью подвесов из тонкой никромовой проволоки помещается в жаровое пространство разъемной электрической печи, снабженной терморегулятором. Подвесы выполняют одновременно роль связи между возбудителем колебаний, образцом горной породы и приемником колебаний. Преобразователи колебаний находятся вне электропечи. Кроме того, они защищены от теплового потока специальными экранами, в которых циркулирует вода. Точность определения модуля упругости данным методом при высоких температурах составляет 3—8%.

Резонансные методы позволяют довольно просто создавать условия равномерного нагрева. Однако для испытаний, как показали эксперименты, следует выбирать хорошо обработанные образцы с одинаковыми геометрическими параметрами. При этом следует отметить также трудность учета погрешностей, возникающих за счет уменьшения добротности механической колебательной системы.

Наиболее распространение для данных целей получают импульсные ультразвуковые методы исследования, позволяющие вести измерения более просто и с высокой точностью.

Методы определения скоростей ультразвука для установления параметров упругости остаются те же, что и при комнатных температурах.

Скорости распространения упругих волн, возбуждаемых звуковыми или ультразвуковыми колебаниями, зависят от упругих свойств среды. Поэтому упругие свойства однородной изотропной среды могут быть просто определены, если известны какие-либо две скорости распространения упругих волн. Горные породы обладают упругостью объема и упругостью формы, поэтому они способны передавать несколько различных типов волн, основными из которых являются продольные, поперечные и поверхностные.

Тип волны, распространяющейся в образце породы, определяется характером возбуждаемых колебаний, формой испытуемого образца и его размерами по сравнению с длиной волны.

Скорости распространения упругих волн определяются следующими формулами:

скорость продольной волны в безграничной среде (длина волны меньше поперечных размеров тела)

$$c_L = \sqrt{\frac{E}{\rho} \cdot \frac{1-\mu}{(1+\mu)(1-2\mu)}}, \text{ м/сек}; \quad (I,8)$$

скорость продольной волны в тонком стержне (длина волны больше поперечных размеров тела)

$$c_L = \sqrt{\frac{E}{\rho}}, \text{ м/сек}; \quad (I,9)$$

скорость поперечной волны

$$c_T = \sqrt{\frac{G}{\rho}}, \text{ м/сек}; \quad (I,10)$$

скорость поверхностной волны

$$c_R = \frac{0.87 + 1.12\mu}{1+\mu} \sqrt{\frac{G}{\rho}}, \text{ м/сек}, \quad (I,11)$$

где E — модуль упругости, $\kappa Г/см^2$;

G — модуль сдвига, $\kappa Г/см^2$;

μ — коэффициент Пуассона;

ρ — плотность горной породы, $\kappa г/см^3$.

Соотношение между скоростями распространения продольных c_L , поперечных c_T и поверхностных c_R волн следующее

$$c_L > c_T > c_R. \quad (I,12)$$

«Чистые» продольные и поперечные волны распространяются только в телах очень больших размеров.

Если длина волны соизмерима с диаметром образца, имеющего вид стержня, то происходит дисперсия звука. Этим объясняется, в частности, различие скоростей продольной волны в безграничной среде и в тонком стержне. Обычно разница между скоростями продольных волн в массиве и в стержне для горных пород составляет в среднем 8—15%.

Из ультразвуковых методов исследования наибольшее распространение получил импульсный способ, который позволяет определять скорости распространения различных типов волн. Несмотря на более сложную, чем при резонансных способах, электронную аппаратуру, он дает возможность проводить измерения в большом диапазоне частот. Процесс измерения прост и занимает мало времени, точность измерения очень высокая.

Сущность импульсного ультразвукового способа измерения скоростей распространения упругих волн в образцах горных пород заключается в том, что в исследуемый образец непрерывно поступают ультразвуковые импульсы. Они принимаются, усиливаются и подаются на индикатор, с помощью которого измеряется время распространения импульса. По времени прохождения ультразвукового импульса через образец при известном расстоянии между пьезообразователями судят о скорости распространения упругой волны в образце.

Большое разнообразие применяемых схем установок при ультразвуковом импульсном методе связано с вопросом создания равномер-

ного или неравномерного нагрева образцов в печи. Основной же причиной, вызывавшей создание различных методик измерения, является необходимость обеспечения изоляции ультразвуковых излучателей и приемников от теплового воздействия.

В практике исследований получили распространение следующие схемы этого метода:

схема прозвучивания с неравномерным нагревом образца [17];

схема с использованием эхо-метода на образцах сложной формы [16] при равномерном их нагреве;

схема прозвучивания с равномерным нагревом образца [18].

При неравномерном нагреве торцы образца выступают из печи и охлаждаются до температуры, близкой к комнатной. Температурную зависимость показателей упругости исследуют по характеру распределения температур вдоль образца и по скорости распространения упругих волн. Для нахождения значений скорости ультразвука для каждого температурного участка строятся графики распределения температур и измеряется среднее время распространения колебаний вдоль образца.

Основными недостатками этой схемы являются необходимость использования длинных образцов и сложность расчетов измерений, что мало пригодно для анизотропных и неоднородных пород.

Для измерений образцов в условиях равномерного нагрева распространен известный в локации эхо-метод (рис. 11). Сущность метода состоит в том, что ультразвуковые импульсы, излучаемые пьезопреобразователем (кварц), проходят через образец, отражаются от его противоположного торца и снова возвращаются в пьезопреобразователь. При известной длине образца легко определить скорость ультразвука.

Если один из концов образца имеет ступенчатую форму, то, измерив временный интервал между двумя импульсами, отраженными от начала и конца ступени, по известной ее длине можно определить скорость ультразвуковой волны на нагреваемом участке образца.

При простоте и оригинальности измерений такая схема мало перспективна при изучении температурной зависимости упругих свойств горных пород.

В лаборатории физики горных пород МГИ была разработана схема прозвучивания с равномерным нагревом образца и на базе ультразвукового импульсного метода создана установка для исследования модуля упругости E в большом температурном интервале (0 — 900°C).

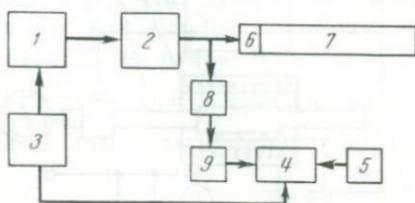


Рис. 11. Блок-схема ультразвукового импульсного эхо-метода:

1 — задающий генератор; 2 — генератор импульсов высокой частоты; 3 — синхронизатор; 4 — электронный осциллограф; 5 — генератор меток времени; 6 — пьезокристалл; 7 — образец; 8 — аттенюатор; 9 — усилитель

Блок-схема установки для определения модуля упругости горных пород при нагреве показана на рис. 12.

Испытуемый образец устанавливается в середине электрической печи и соединяется посредством специально вводимых механических задержек с пьезопреобразователями, расположенными на оси с противоположных сторон. Задержки, представляющие собой стержни из плавленого кварца, имеют длину до 10—12 см. В нагревательной печи находятся 1,5—2 см длины стержней.

Это позволяет размещать пьезопреобразователи вне печи и избегать нагрева пьезоэлементов выше точки Кюри, так как материал задержек обладает очень слабой теплопроводностью. Диаметр кварцевых стержней соответствует поперечному размеру образца.

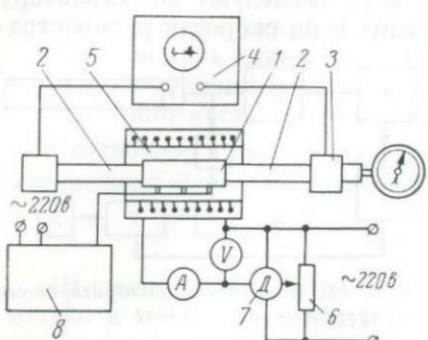


Рис. 12. Блок-схема экспериментальной установки для определения модуля упругости при нагреве:

1 — образец; 2 — кварцевые стержни; 3 — ультразвуковые пьезопреобразователи; 4 — ультразвуковой импульсный прибор; 5 — электропечь; 6 — автотрансформатор ЛАТР-1; 7 — электрический микродвигатель; 8 — постоянный потенциометр

Основной отличительной чертой данной установки является введение в качестве механических задержек распространения ультразвука стержней из плавленого кварца, позволивших вести исследования с равномерным нагревом образцов в большом диапазоне температур.

Плавленый кварц способен слабо изменять при нагреве свои параметры упругости и расширяться после многократных прокаливаний и охлаждений. Как показали эксперименты, при нагреве стержней из плавленого кварца до температуры 500° С время прохождения ультразвука на 1 см длины по сравнению с комнатными условиями изменяется менее чем на 0,1 мксек.

При нахождении в печи части длины (2—3 см) стержней из плавленого кварца изменение времени прохождения ультразвука составляет 0,2—0,3 мксек, что примерно равно точности измерения используемых ультразвуковых импульсных приборов. В связи с этим

Питание печи осуществляется от лабораторного автотрансформатора ЛАТР-1 с автоматическим повышением температуры.

Температура нагрева образца измеряется на электронном потенциометре-самописце, связанном с термопарами, которые непосредственно расположены в печи на образце.

Кварцевые стержни и испытуемый образец, заключенные между пьезопреобразователями, представляют собой акустический узел, по которому распространяется ультразвуковая волна. Акустический контакт между стержнями и образцом создается вследствие сильного сжатия пружин, расположенных на одной оси за преобразователями.

изменением модуля упругости в кварцевых стержнях можно пренебречь, а также можно непосредственно фиксировать изменение скорости распространения упругих волн в образце горной породы при нагреве.

Длина испытуемого образца выбирается из условия создания равномерного нагрева по длине, для чего она принимается в 1,2—1,5 раза меньше ширины нагревательного элемента печи и из условия определения изменения скорости распространения ультразвука в образце с точностью не меньше чем 1—3 %. В связи с этим в опытах использовались образцы длиной 4—6 см.

Диаметр образцов выбирался с учетом быстрого прогрева с повышением температуры.

Кроме того, диаметр образцов должен быть в несколько раз меньше их длины, а также меньше длины ультразвуковой волны. Согласно исследованиям [19] установлено, что для регистрации в образце ультразвуковой волны, распространяющейся со скоростью c_D , нужно использовать такие образцы, чтобы отношение диаметра к длине волны $\frac{d}{\lambda}$ не превышало 0,1—0,2. В табл. 3 приведены значения поперечного размера образца d для определения скорости продольной волны.

Таблица 3
Определение скорости продольной волны в стержне

Скорость продольной волны, м/сек	Поперечный размер образца (см) при частоте ультразвуковых колебаний, кгц			
	50	100	200	300
3000	1,2	0,6	0,3	0,20
4000	1,6	0,8	0,4	0,27
5000	2,0	1,0	0,5	0,33
6000	2,4	1,2	0,6	0,40

В связи с этим частота ультразвуковых колебаний в экспериментах достигала 150—200 кгц при диаметре образцов 0,6—1,2 см.

Для генерации и приема ультразвуковых колебаний используются ультразвуковые импульсные приборы.

Основные требования, предъявляемые к этим приборам, — точность измерения времени распространения упругого импульса и возможность создания надежной индикации и отсчета принимаемого сигнала.

Разработанный в лаборатории физики горных пород в сотрудничестве с ВНИИЖелезобетона ультразвуковой импульсный прибор МИРГЭМ-1-У соответствует требованиям и широко используется в экспериментах при высоких температурах [20].

Ультразвуковой импульсный прибор выполнен на базе серийно изготавливаемого отечественной радиотехнической промышленностью испытателя кабелей и линий (ИКЛ-6).

Принцип работы прибора МИРГЭМ-1-У аналогичен действию других ультразвуковых импульсных приборов.

Прибор МИРГЭМ-1-У имеет следующую техническую характеристику:

- 1) метод отсчета — измерение расстояния между зондирующими и принятым сигналами в масштабе времени;
- 2) диапазон измеряемого времени распространения ультразвука от 0,2 до 2500 мкесек;
- 3) точность измерения времени распространения ультразвука — 1% (от 20 до 2500 мкесек);
- 4) частота посылок зондирующего импульса 50 и 25 гц;

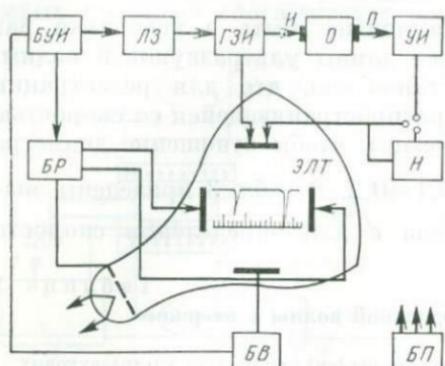


Рис. 13. Блок-схема прибора
МИРГЭМ-1-У:

БУИ — блок управляющих импульсов; ЛЗ — электрическая линия задержки; ГЗИ — генератор зондирующих импульсов; И — излучатель; О — образец; П — приемник; УИ — усилитель импульсов; БР — блок развертки; ЭЛТ — электронно-лучевая трубка; Н — нормализатор; БВ — блок меток времени; БП — блок питания

Прибор дает высокую точность электрической дискретной линии задержки.

Принцип работы линии задержки заключается в равномерно-ступенчатой задержке с точностью 0,2 мкесек переднего фронта принятого сигнала до его совмещения с ближайшей меткой времени на экране электронно-лучевой трубы прибора.

Для работы с образцами малой длины прибор снабжен нормализующим устройством, обеспечивающим наиболее точную регистрацию переднего фронта ультразвукового импульса. В этом случае передний фронт ультразвукового импульса с нечетким началом искусственно приводится к виду с крутым передним фронтом.

Обобщенная блок-схема импульсного ультразвукового прибора МИРГЭМ-1-У приведена на рис. 13.

Импульсный генератор, являющийся составной частью ультразвукового прибора, создает и посыпает импульс на излучающий преобразователь, где происходит преобразование его в ультразвуково-

5) прибор имеет три диапазона работы, отличающиеся временем развертки на экран, задержкой развертки (максимальная величина измеряемого времени), масштабом калибровочных меток времени, точностью отсчета и формой сигнала, наблюдаемого на экране электронно-лучевой трубы;

6) масштаб калибровочных меток: при первом и втором диапазонах 2, 10 и 50 мкесек, при третьем диапазоне 10 и 50 мкесек;

7) усилитель широкополосный с коэффициентом усиления не менее 10⁵;

8) питание от сети переменного тока с частотой 50 гц, напряжением 220 в.

измерений благодаря введению

вые зондирующие колебания. Переданный излучателем импульс возбуждает в стержневой системе, находящейся в печи (кварцевые стержни — образец горной породы), ультразвуковые колебания, которые, распространяясь вдоль нее, достигают приемника преобразователя. Далее упругие колебания преобразуются в электрические. Колебания усиливаются в ультразвуковом приборе и поступают на электронно-лучевую трубку. На ее экране возникают зондирующий (посланный) и принятый (прошедший образец) сигналы. Благодаря электронному масштабу времени на экране трубы индикатора измеряется время распространения ультразвуковой волны в стержневой системе.

В качестве источника и приемника ультразвуковых колебаний в этой установке использовались пьезопластины из керамики цирконат-титаната свинца, имеющие точку Кюри выше 500°C . Могут быть также использованы и другие пьезоматериалы (кварц, сегнетовая соль, титанат бария и др.). Однако в этом случае требуется некоторое усложнение конструкции корпусов преобразователей.

Характеристика пьезоэлектрических материалов, применяемых в преобразователях при ультразвуковых исследованиях, приведена в табл. 4.

Таблица 4

Характеристика пьезоэлектрических материалов

Пьезоэлектрический кристалл	Удельное волновое сопротивление $\rho \cdot 10^6$, $\text{nG/m}^2 \cdot \text{сек}$	Диэлектрическая проницаемость ϵ	Коэффициент электромеханической связи K , %	Пьезоэлектрическая константа e , n/в\cdotм
Кварц	15,4	4,5	10	$e_{11}=0,17$
Сегнетовая соль (45° — срез)	4,3	9,4	29	$e_{36/25}=0,11/0,08$
Керамика из титаната бария	31,2	$1000 \div 1200$	50	$e_{33}=16,7$
Цирконат-титаната свинца	35,0	1200	50	$e_{33}=16,7$

Несмотря на малое значение точки Кюри у некоторых пьезоматериалов, использование методики с применением механических задержек из стержней плавленого кварца дает возможность работать с высокими температурами.

Методика определения показателей упругости горных пород в зависимости от температуры сводится к следующему:

на экране электронно-лучевой трубы ультразвукового прибора определяется время t_0 распространения упругих волн через акустический узел, находящийся в печи (кварцевый стержень — образец — кварцевый стержень);

время распространения упругих волн в исследуемом образце при нагреве определяется из выражения

$$t_i = t_0 - t_c, \text{ мксек} \quad (I, 13)$$

где t_c — время распространения волны через кварцевые стержни;

скорость распространения ультразвукового импульса при известной длине l образца при данной температуре нагрева вычисляется по формуле

$$c_D = \frac{l}{t_i}, \text{ м/сек}; \quad (I, 14)$$

по формуле (I, 9) определения скорости упругих волн в зависимости от плотности среды вычисляется искомый модуль упругости.

Небольшое усовершенствование конструкции приемного преобразователя позволило создать установку для одновременного определения модуля упругости и коэффициента линейного расширения горных пород при высоких температурах [21].

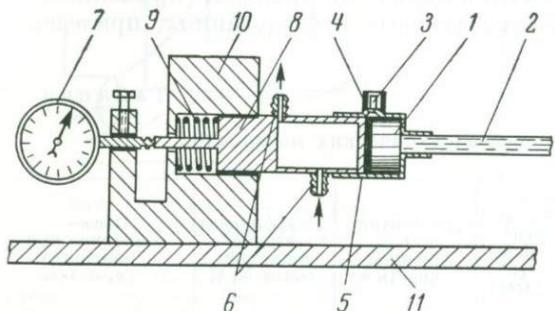


Рис. 14. Прибор для определения модуля упругости и коэффициента линейного теплового расширения горных пород

Устройство, показанное на рис. 14, позволяет на одном образце одновременно фиксировать линейное расширение его при нагреве и принимать распространяющийся через образец ультразвуковой импульс, который в пьезопреобразователе преобразуется в электрический ток. Устройство состоит из пьезоэлемента 1, кварцевого стержня 2, гнезда 3 для высокочастотного кабеля к ультразвуковому прибору, плюсового электрического контакта 4 к пьезоэлементу, изоляционной пластины 5, штуцера 6 для присоединения шланга с водой, механического индикатора-тензометра 7, подвижного штока 8, пружины 9, стойки 10, станины 11.

Приспособление для охлаждения подвижного штока служит для предотвращения его нагрева.

Кварцевые стержни при этом предотвращают нагрев пьезоэлементов ультразвуковых преобразователей и обеспечивают непосредственное измерение коэффициента линейного расширения исследуемого образца горной породы. Расширяющийся при нагреве образец передает эти изменения на кварцевый стержень, по смещению которого относительно первоначального положения можно судить о величине линейного расширения.

Коэффициент линейного расширения плавленого кварца при высоких температурах изменяется незначительно. Поэтому при нахождении в печи части длины стержней (2—4 см) из плавленного кварца при общей их длине 20 см и более изменение длины стержней при расчетах коэффициента линейного расширения пород можно не учитывать.

Коэффициент линейного расширения исследуемого образца горных пород в зависимости от показаний индикатора-тензометра определяется по формуле

$$\beta = \frac{l_i - l_0}{l_0(T_i - T_0)}, \text{ 1/град}, \quad (I,15)$$

где l_i — длина образца при искомой температуре T_i ;

l_0 — длина образца при комнатной температуре T_0 .

Многократные испытания рассмотренных установок при применении большого числа образцов разных горных пород показали надежность их в работе и хорошую сходимость результатов с ранее измеренными значениями коэффициента линейного расширения и модуля упругости для этих пород, определенных обычными методами.

Точность определения модуля упругости E при нагревании по данной методике зависит от:

точности измерения времени распространения ультразвука с помощью ультразвукового импульсного прибора;

влияния теплового расширения образца горных пород на его плотность и размеры;

точности градуировки термопар.

Основным фактором при этом является точность измерения времени пробега ультразвукового импульса в нагреваемом стержне.

При использовании ультразвукового импульсного прибора МИРГЭМ-1-У точность измерения времени составляет $\pm 0,2 \text{ мксек}$. Если время пробега ультразвукового импульса через образец больше 10 мксек, то допускаемая относительная ошибка составляет

$$\frac{\Delta t}{t} \leqslant \frac{0.2}{10} = 0,02, \text{ или } 2\%.$$

Следовательно, погрешность измерения времени (и скорости) распространения упругих волн в образце в этом случае меньше 2%.

Влияние теплового расширения на плотность испытуемой горной породы может быть определено из выражения

$$\frac{\rho_T}{\rho_0} = \frac{1}{1 - \frac{\Delta V}{V}}, \quad (I,16)$$

где ρ_T и ρ_0 — плотность при нагреве и при комнатной температуре;

ΔV — приращение объема образца при нагреве;

V — первоначальный объем образца.

Изменение плотности горных пород при нагреве, определяемое по этой формуле, составляет 0,01—0,5% первоначальной, что не влияет на точность вычисления модуля упругости E . Поэтому поправку на это изменение в расчеты можно не вносить.

Определение модуля упругости E по данной методике с использованием описанных приборов позволяет вести измерения с погрешностью до 2—5%, что вполне допустимо.

§ 3.

Закономерности изменения упругих свойств горных пород при высоких температурах

Экспериментальные исследования по изучению влияния температуры на упругие свойства горных пород позволили сделать следующие выводы:

изменение упругих свойств у разных пород носит различный характер:

на величину изменения упругих свойств влияет режим нагревания.

Результаты экспериментов по определению модуля упругости горных пород в температурной динамике приведены в табл. 5.

Из графиков зависимости модуля упругости от температуры (рис. 15) видно, что модуль упругости у различных пород изменяется по-разному. У одного типа пород (граниты, пегматиты) происходит заметное снижение температурной зависимости модуля упругости E с небольшим отклонением от линейной зависимости; у других значение модуля упругости с увеличением температуры уменьшается незначительно (габбро, перидотиты и др.); у третьих (мономинеральные породы типа кварцита) температурная зависимость модуля упругости вплоть до температур полиморфного превращения ($T_n = 575^\circ\text{C}$) снижается линейно.

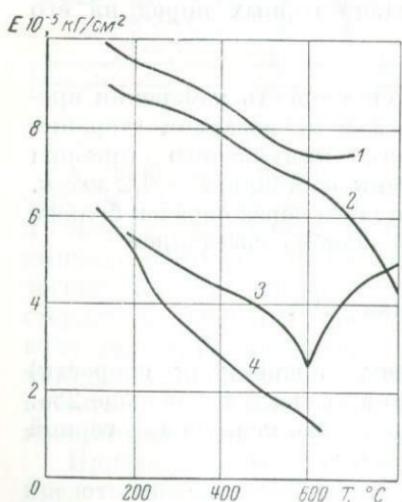


Рис. 15. График зависимости модуля упругости от температуры:

1 — перидотит (Ждановское месторождение); 2 — габбро (Ждановское месторождение); 3 — кварцит безрудый (Бакальское месторождение); 4 — гранит серый (Ровненское месторождение)

Таким образом, на основании графиков температурной зависимости можно заключить, что снижение модуля упругости в определенном диапазоне изменения температур (от 0 до 500°C) для одних пород носит линейный характер, а для других отклоняется от линейной зависимости.

Каждая экспериментальная точка в таблице и на графике получена усред-

нением измерений по двум — четырем образцам каждого типа пород. Совпадение результатов измерений, полученных по нескольким образцам одной породы, характеризует точность измерений.

Геологопетрографическая характеристика исследованных горных пород приведена в приложении 1.

О причине изменения модуля упругости при нагревании

Установлено, что изменение упругих свойств твердых поликристаллических тел связано с релаксационными явлениями внутри тела [22, 23]. При этом считается, что на изменение упругих свойств поликристаллических тел, в частности модуля упругости E , влияют:

изменение упругости собственно кристаллов, слагающих тело; релаксационные процессы на границе между кристаллами.

Теоретические исследования показывают, что при отсутствии в поликристаллическом теле каких-либо релаксационных явлений и других процессов на границе между кристаллами и в самих кристаллах изменение модуля упругости E с повышением температуры будет носить линейный характер. Причем такое изменение модуля упругости предполагается до температур плавления.

В связи с этим можно считать, что линейная зависимость изменения модуля упругости каждого минерала породы с повышением температуры должна вызывать также линейное изменение модуля упругости всей породы.

Линейное снижение модуля упругости минерала при нагреве объясняется тепловой энергией, проявляющейся через колебательное движение частиц внутри минерала, и тепловым расширением минерала.

При этом адиабатический модуль упругости может быть выражен

$$E = E_0 + A + B. \quad (I,17)$$

В этой формуле первый член E_0 представляет собой модуль упругости при отсутствии какой-либо колебательной энергии. Второй член A характеризует изменение модуля, вызванное термическим расширением. Третий член B представляет собой непосредственное влияние тепловой энергии.

Линейный характер зависимости модуля упругости от температуры для породообразующих минералов подтверждается экспериментами.

В табл. 6 приведены данные по изменению модуля упругости для кварца (жильного) и микроклина в интервале температур от 20 до 500° С.

Однако использовать эти показатели для анализа зависимости модуля упругости пород от температуры не представляется возможным, так как для пород одного типа (кварциты) характерно линейное изменение модуля упругости в интервале температур вплоть до фазового превращения, тогда как подобные температурные

Таблица 5

Зависимость скорости ультразвука c_D , модуля упругости E и коэффициента относительного изменения модуля упругости φ при нагреве от температуры T

Порода	Показатель	Температура нагрева, град							
		20	100	200	300	400	500	575	600
Оксиденный железистый кварцит (Михайловский карьер КМА), $\rho=3,51 \text{ г/см}^3$	$c, \text{ м/сек}$ $E \cdot 10^{-5}, \text{ кГ/см}^2$ φ	4060 5,5 —	4040 5,5 —	3920 5,25 0,05	3860 5,25 0,05	3770 4,8 0,11	3510 4,5 0,18	3360 3,8 0,31	3240 3,75 0,33
Полуоксидный железистый кварцит (Михайловский карьер КМА), $\rho=3,59 \text{ г/см}^3$	$c, \text{ м/сек}$ $E \cdot 10^{-5}, \text{ кГ/см}^2$ φ	4660 7,75 —	4810 7,95 —0,03	4680 7,8 —0,01	4490 7,25 0,07	4210 6,35 0,22	3970 5,7 0,26	3660 4,75 0,39	3480 5,3 0,32
Гранит серый (Ровненское месторождение), $\rho=2,73 \text{ г/см}^3$	$c, \text{ м/сек}$ $E \cdot 10^{-5}, \text{ кГ/см}^2$ φ	5010 6,8 —	4880 6,5 0,04	4260 5,2 0,24	3630 3,6 0,47	3070 2,55 0,62	2520 1,7 0,74	2170 1,28 0,81	2010 1,69 0,84
Сидерит (Бакальское месторождение), $\rho=2,7 \text{ г/см}^3$	$c, \text{ м/сек}$ $E \cdot 10^{-5}, \text{ кГ/см}^2$ φ	5800 11,8 —	5550 10,8 0,09	5200 9,7 0,18	4860 8,5 0,28	4610 7,4 0,37	4170 6,2 0,48	3350 5,0 0,57	2620 2,4 0,68
Доломит (Бакальское месторождение), $\rho=2,6 \text{ г/см}^3$	$c, \text{ м/сек}$ $E \cdot 10^{-5}, \text{ кГ/см}^2$ φ	4050 4,15 —	3730 3,55 0,08	3320 2,9 0,18	3060 2,3 0,24	2940 2,05 0,27	3040 2,35 0,25	— — —	— — —
Сланец (Бакальское месторождение), $\rho=2,61 \text{ г/см}^3$	$c, \text{ м/сек}$ $E \cdot 10^{-5}, \text{ кГ/см}^2$ φ	4080 4,2 —	4040 4,13 0,02	3990 4,05 0,04	3970 4,0 0,05	3940 3,95 0,06	3880 3,9 0,07	3840 3,85 0,08	3820 3,85 0,08
Диабаз (Бакальское месторождение), $\rho=2,88 \text{ г/см}^3$	$c, \text{ м/сек}$ $E \cdot 10^{-5}, \text{ кГ/см}^2$ φ	4900 6,9 —	4780 6,6 0,04	4690 6,3 0,09	4560 6,05 0,12	4470 5,7 0,17	4360 5,4 0,22	4260 5,2 0,25	4230 5,15 0,26
Известняк (Бакальское месторождение), $\rho=2,44 \text{ г/см}^3$	$c, \text{ м/сек}$ $E \cdot 10^{-5}, \text{ кГ/см}^2$ φ	4200 4,3 —	4090 4,05 0,06	4010 3,9 0,09	3990 3,85 0,10	3770 3,8 0,11	3950 3,8 0,12	3930 3,75 0,13	3910 3,7 0,14
Гранит розовый крупнозернистый (Ровненское месторождение), $\rho=2,66 \text{ г/см}^3$	$c, \text{ м/сек}$ $E \cdot 10^{-5}, \text{ кГ/см}^2$ φ	5030 6,6 —	4550 5,5 0,17	4120 4,5 0,32	3450 3,3 0,49	3040 2,55 0,63	2620 1,75 0,74	1990 1,05 0,84	1900 0,9 0,87
Гранит розовый среднезернистый (Ровненское месторождение), $\rho=2,69 \text{ г/см}^3$	$c, \text{ м/сек}$ $E \cdot 10^{-5}, \text{ кГ/см}^2$ φ	5660 8,8 —	5660 8,75 —	4400 5,2 0,41	3630 3,55 0,60	3030 2,45 0,72	2350 1,5 0,83	1740 0,75 0,91	— — —
Кварцит безрудный слоистости (Оленегорское месторождение), $\rho=3,28 \text{ г/см}^3$	$c, \text{ м/сек}$ $E \cdot 10^{-5}, \text{ кГ/см}^2$ φ	5350 9,3 —	5100 8,55 0,08	4460 6,5 0,30	4020 5,4 0,41	3870 4,7 0,49	3790 3,95 0,58	3260 3,35 0,64	3110 3,1 0,67
Железистый кварцит (Оленегорское месторождение), $\rho=3,78 \text{ г/см}^3$	$c, \text{ м/сек}$ $E \cdot 10^{-5}, \text{ кГ/см}^2$ φ	4040 6,02 —	3820 5,45 0,09	3560 4,75 0,21	3090 3,5 0,42	2730 2,85 0,53	2510 2,35 0,61	2020 1,50 0,75	2090 1,65 0,72
Пегматит (Оленегорское месторождение), $\rho=3,26 \text{ г/см}^3$	$c, \text{ м/сек}$ $E \cdot 10^{-5}, \text{ кГ/см}^2$ φ	3790 3,85 —	3720 3,6 0,06	3630 3,45 0,10	3340 2,9 0,24	3040 2,45 0,36	2780 2,05 0,47	2520 1,65 0,57	2410 1,55 0,60

Порода	Показатель	Температура нагрева, град							
		20	100	200	300	400	500	575	600
Гранит серый мелкозернистый (Шарташское месторождение), $\rho=2,68 \text{ г/см}^3$	$c, \text{ м/сек}$ $E \cdot 10^{-5}, \text{ кГ/см}^2$ Φ	3880 4,0 —	3880 4,0 —	3650 3,6 0,11	3300 3,0 0,26	3120 2,7 0,31	2740 2,1 0,48	3210 1,65 0,59	2240 1,45 0,63
Гранит серый крупнозернистый (Шарташское месторождение), $\rho=2,65 \text{ г/см}^3$	$c, \text{ м/сек}$ $E \cdot 10^{-5}, \text{ кГ/см}^2$ Φ	3530 3,25 —	3360 3,0 0,03	3180 2,65 0,18	2940 2,3 0,29	2690 1,95 0,40	2350 1,45 0,55	2010 1,0 0,69	1880 0,9 0,72
Гнейсовидный гранит (Смолинское месторождение), $\rho=2,62 \text{ г/см}^3$	$c, \text{ м/сек}$ $E \cdot 10^{-5}, \text{ кГ/см}^2$ Φ	4160 4,5 —	4140 4,5 0,01	4010 4,15 0,08	3850 3,8 0,16	3580 3,35 0,26	3240 2,75 0,39	3010 2,3 0,49	2830 2,1 0,55
Гранодиорит (Смолинское месторождение), $\rho=2,6 \text{ г/см}^3$	$c, \text{ м/сек}$ $E \cdot 10^{-5}, \text{ кГ/см}^2$ Φ	3930 3,85 —	3900 3,75 0,03	3720 3,4 0,12	3560 3,1 0,19	3410 2,8 0,27	3030 2,2 0,43	2740 1,85 0,52	2710 1,7 0,56
Перидотит оруденелый (Ждановское месторождение), $\rho=3,12 \text{ г/см}^3$	$c, \text{ м/сек}$ $E \cdot 10^{-5}, \text{ кГ/см}^2$ Φ	5860 10,8 —	5850 10,85 0,01	5200 8,45 0,22	4320 5,75 0,47	4120 5,25 0,51	4100 5,2 0,52	4280 5,75 0,47	4300 5,75 0,46
Биотитовый гнейс (Оленегорское месторождение), $\rho=2,86 \text{ г/см}^3$	$c, \text{ м/сек}$ $E \cdot 10^{-5}, \text{ кГ/см}^2$ Φ	4720 5,85 —	4360 5,2 0,09	3780 4,0 0,30	3380 3,4 0,41	3060 2,55 0,56	2560 1,85 0,68	1920 1,1 0,81	1840 0,95 0,84

Голубовато-серый кварцит (Первоуральское месторождение), $\rho=2,67 \text{ г/см}^3$	$c, \text{ м/сек}$ $E \cdot 10^{-5}, \text{ кГ/см}^2$ Φ	4990 6,7 —	4970 6,6 0,01	4770 6,4 0,09	4540 5,6 0,16	4330 5,15 0,23	3980 4,0 0,40	3690 3,5 0,48	3420 3,25 0,51
Кварцит пористый ожелезненный (Первоуральское месторождение), $\rho=2,39 \text{ г/см}^3$	$c, \text{ м/сек}$ $E \cdot 10^{-5}, \text{ кГ/см}^2$ Φ	3650 3,15 —	3480 2,75 0,12	3490 2,9 0,08	3360 2,7 0,14	3320 2,6 0,17	3140 2,35 0,25	2850 2,0 0,36	2700 1,6 0,49
Кварцит безрудный выветрелый (Бакальское месторождение), $\rho=2,65 \text{ г/см}^3$	$c, \text{ м/сек}$ $E \cdot 10^{-5}, \text{ кГ/см}^2$ Φ	3090 2,6 —	3100 2,6 —	3240 2,7 0,04	3110 2,55 0,02	3020 2,4 0,08	2760 2,05 0,21	2490 1,55 0,4	2630 1,7 0,35
Кварцит безрудный (Бакальское месторождение), $\rho=2,68 \text{ г/см}^3$	$c, \text{ м/сек}$ $E \cdot 10^{-5}, \text{ кГ/см}^2$ Φ	5010 6,62 —	4860 6,25 0,05	4520 5,35 0,19	4260 4,8 0,27	4020 4,25 0,36	3730 3,7 0,44	3090 2,5 0,62	3320 3,0 0,54
Габбро (Ждановское месторождение), $\rho=3,08 \text{ г/см}^3$	$c, \text{ м/сек}$ $E \cdot 10^{-5}, \text{ кГ/см}^2$ Φ	5860 10,4 —	5570 9,6 0,08	5240 8,6 0,17	5200 8,45 0,19	5030 7,85 0,24	4790 7,1 0,32	4660 6,75 0,35	4620 6,6 0,37
Перидотит безрудный (Ждановское месторождение), $\rho=3,02 \text{ г/см}^3$	$c, \text{ м/сек}$ $E \cdot 10^{-5}, \text{ кГ/см}^2$ Φ	5920 10,65 —	5630 9,55 0,11	5560 9,35 0,12	5470 9,05 0,15	5300 8,5 0,201	5030 7,65 0,281	4950 7,3 0,31	4930 7,25 0,31
Кварцит железистый № 4 (ЮГОК), $\rho=3,52 \text{ г/см}^3$	$c, \text{ м/сек}$ $E \cdot 10^{-5}, \text{ кГ/см}^2$ Φ	5040 8,85 —	4980 8,7 0,02	4890 8,55 0,05	4810 8,05 0,09	4540 7,4 0,16	4150 6,4 0,31	3290 3,8 0,57	4930 7,25 0,31

зависимости для других типов пород имеют отклонения от линейности. Такое изменение, по-видимому, связано с релаксационными неупругими явлениями на границе между минералами, слагающими горную породу, или в самих минералах.

На рис. 16 приведен график зависимости относительного изменения модуля упругости полиминеральной породы (гранита) и кварца от температуры. Из графика видно, что начало релаксационных явлений в породах относится к определенной температуре нагрева. В экспериментах температура начала релаксационных явлений для большинства горных пород составляла 200—300° С.

Влияние высоких температур на упругие свойства у разных пород проявляется по-разному. Это объясняется различным проявлением релаксационных явлений на границе между минералами, а в некоторых случаях и в самих минералах.

Одной из причин, обусловливающих появление релаксационных явлений в горных породах, может быть вязкое скольжение на границе между минералами.

Механизм этого явления можно объяснить следующим. На границах между минералами поликристаллической породы существует переходный слой, расположение атомов в котором отличается от расположения их в двух граничащих минералах. Это позволяет считать горную породу, находящуюся в

Рис. 16. График зависимости относительного изменения модуля упругости от температуры:

1 — кварц; 2 — гранит

условиях нагревания, состоящей из двух компонентов, один из которых имеет истинно упругую природу, а другой ведет себя как вязкая среда. О поведении границ между минералами можно судить только на основании количественных наблюдений за изменениями модуля упругости и затухания ультразвука при повышении температуры.

Таблица 6

Зависимость скорости ультразвука и модуля упругости от температуры для некоторых породообразующих минералов

Температура нагревания, град	Микроклин $\rho = 2,53 \text{ г/см}^3$		Кварц $\rho = 2,65 \text{ г/см}^3$	
	$c_D, \text{ м/сек}$	$E \cdot 10^{-5}, \text{ кГ/см}^2$	$c_D, \text{ м/сек}$	$E \cdot 10^{-5}, \text{ кГ/см}^2$
20	5280	7,18	4920	6,41
200	4670	5,52	4880	6,30
300	4040	4,12	4470	5,30
400	3510	3,15	4030	4,25
500	3120	2,47	3530	3,31

Вязкое скольжение на границе между минералами при повышенных температурах приводит к уменьшению модуля упругости E до какого-то значения E_t . При охлаждении образцов многих пород это значение изменяется незначительно и обычно не возвращается к первоначальному. Значение модуля упругости E_t при последующем нагревании часто не меняется, что свидетельствует о переходе положения границ между минералами при вязком скольжении к равновесному состоянию.

На основании экспериментальных исследований по выявлению причин, вызывающих изменение модуля упругости горных пород при нагревании, можно заключить, что:

линейная зависимость модуля упругости (минерал, мономинеральные породы) от температуры объясняется только изменениями температуры внутри минерала;

отклонение этой зависимости от линейной связано с появлением релаксационных процессов на границе между минералами (полиминеральные породы), приводящих к пластическим изменениям.

Изменение упругого состояния пород под влиянием высокой температуры

Анализ результатов изменения модуля упругости горных пород в поле высоких температур указывает на различный характер этого изменения.

Для установления количественного и качественного характера изменений был проведен сравнительный анализ данных зависимости модуля упругости от температуры.

Для выяснения качественных изменений модуля упругости введен коэффициент относительного изменения модуля при нагревании

$$\varphi = \frac{E_0 - E_T}{E_0}, \quad (I, 18)$$

где E_0 — модуль упругости при комнатной температуре;

E_T — модуль упругости при нагревании до температуры T .

Анализ экспериментальных данных приводит к выводу о существовании трех групп температурной зависимости коэффициента относительного изменения модуля упругости φ . Обобщенные кривые по каждой группе для коэффициента φ приведены на рис. 17. Кривая 1, представляющая собой линейную зависимость коэффициента φ от температуры, характерна для основных породообразующих минералов, мономинеральных

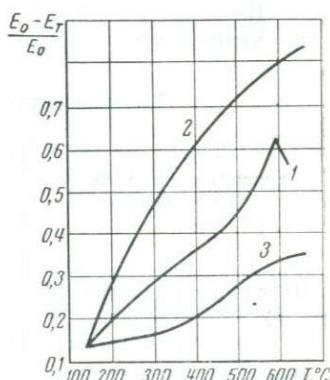


Рис. 17. График зависимости коэффициента относительного изменения модуля упругости от температуры:

1 — кварцит (Бакальское месторождение); 2 — гранит; 3 — перидотит

(кварцит, сидерит и других) и полиминеральных (гнейс) пород. Такая зависимость указывает на сохранение в этих породах в достаточно широком интервале температур «чистой» упругости.

Кривая 2, выражающая температурную зависимость коэффициента φ для большинства полиминеральных пород типа гранит, пегматит, гранодиорит и других, характеризуется небольшим отклонением от линейной зависимости. Как было показано выше, это отклонение может быть объяснено пластическими явлениями на границе между минералами.

Кривая 3, отображающая температурную зависимость коэффициента φ для пород типа габбро, перидотит, диабаз, имеет резкое отклонение от линейной зависимости, которое объясняется пластическими явлениями внутри исследуемого образца при нагреве. Эти кривые можно описать тремя типами уравнений.

Если изменение упругих свойств горных пород рассматривать в температурной динамике в интервале от 200 до 500°C, то все типы исследованных пород (а следовательно, по аналогии с этими типами и другие породы) по упругости можно классифицировать на три группы;

- термически упругие;
- термически упруго-пластичные;
- термически пластичные.

В табл. 7 представлена классификация исследованных пород по упругости.

Таблица 7

Классификация пород по упругости при нагревании

Группа пород по упругости при нагревании	Порода	Уравнение температурной зависимости относительного изменения модуля упругости φ
Первая — термически упругие	Кварцит безрудный, биотитовый гнейс, неокисленные железистые кварциты	$\varphi_1 = a_1 T + b_1$
Вторая — термически упруго-пластичные	Граниты, гнейсовидные граниты, гранодиорит, пегматит, слабоокисленные железистые кварциты	$\varphi_2 = a_2 T^{b_2} + c$
Третья — термически пластичные	Перидотиты, габбродиабазы, окисленные железистые кварциты	$\varphi_3 = \frac{1}{a_3 + b_3 T}$

Здесь: $a_1; a_2; a_3; b_1; b_2; b_3; c$ — постоянные коэффициенты для данного типа пород.

При выяснении механизма разрушения горных пород под воздействием высоких температур следует учитывать состояние упругости, которое свойственно тому или иному типу пород.

Особый интерес для исследователей, занимающихся решением задач по термоупругости, представляет температурная зависимость произведения модуля упругости E и коэффициента линейного расширения β , которое пропорционально величине термических напряжений.

Результаты совместного измерения модуля упругости E , коэффициента линейного расширения β и их произведения βE для некоторых горных пород представлены в табл. 8.

На рис. 18 приведены температурные зависимости произведения βE . Из графиков видно различие в характере нарастания этой величины, а следовательно (при условии малого изменения коэффициентов теплопроводности и температуропроводности), и величины термических напряжений, возникающих в породах при воздействии тепла. Для безрудного и железистого кварцитов свойственно постоянное, почти линейное, возрастание коэффициента пропорциональности термонапряженний βE в интервале разрушающих для термобурения температур ($400-500^{\circ}\text{C}$).

В этом интервале температур для пород, отнесенных к типу термически пластических (диабаз, известняк, сланец и др.), характерно почти постоянное значение произведения βE . Это значит, что термонапряжения при повышении температуры нагревания не возрастают.

Практический интерес представляет количественная связь между упругими и тепловыми свойствами в температурной динамике, представленная выражением $\frac{\beta E}{c}$, где c — объемная теплоемкость породы.

Результаты экспериментов по определению температурной зависимости выражения $\frac{\beta E}{c}$ для шести типов горных пород приведены в табл. 9.

Отклонение комплексного показателя от среднего значения при изменении температуры $200-450^{\circ}\text{C}$ для горных пород составляет до $15-20\%$. Таким образом, изменение показателя $\frac{\beta E}{c}$ в температурной динамике незначительно и им можно пренебречь.

Абсолютные значения комплексного показателя для разных пород различны. Однако многочисленные эксперименты позволяют проследить некоторую тенденцию в значении показателя $\frac{\beta E}{c}$ для разных пород. Так, наибольшее значение этот показатель имеет для

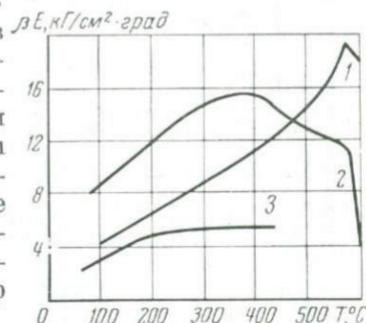


Рис. 18. График зависимости произведения βE от температуры:

1 — кварцит безрудный; 2 — сидерит; 3 — доломит.

Таблица 8

Температурная зависимость совместно определенных модуля упругости E , коэффициента линейного расширения β и их произведения βE

Порода	Физический показатель	Температура нагрева, град							
		20	100	200	300	400	500	575	600
Кварцит (Бакальское месторождение)	$E \cdot 10^{-5}$, кГ/см ² $\beta \cdot 10^5$, 1/град βE , кГ/см ² ·град	7,1 — —	6,5 — —	6,45 1,35 8,3	5,2 1,9 9,9	4,3 2,2 9,5	3,5 3,05 11,0	2,5 8,5 21,2	4,5 3,0 19,5
Сидерит (Бакальское месторождение)	$E \cdot 10^{-5}$, кГ/см ² $\beta \cdot 10^5$, 1/град βE , кГ/см ² ·град	11,8 — —	10,8 0,8 8,6	9,7 1,25 12,2	8,5 1,75 14,8	7,4 2,1 15,5	6,2 2,05 12,7	5,0 2,3 11,5	3,8 1,05 4,0
Доломит (Бакальское месторождение)	$E \cdot 10^{-5}$, кГ/см ² $\beta \cdot 10^5$, 1/град βE , кГ/см ² ·град	4,15 — —	3,65 — —	2,9 1,7 4,93	2,3 2,3 5,3	1,95 2,7 5,3	— — —	— — —	— — —
Сланец (Бакальское месторождение)	$E \cdot 10^{-5}$, кГ/см ² $\beta \cdot 10^5$, 1/град βE , кГ/см ² ·град	4,2 — —	4,17 — —	4,15 0,9 3,74	4,11 1,05 4,32	4,05 1,15 4,66	3,95 1,25 4,94	3,85 1,35 5,2	3,8 1,4 5,32
Диабаз (Бакальское месторождение)	$E \cdot 10^{-5}$, кГ/см ² $\beta \cdot 10^5$, 1/град βE , кГ/см ² ·град	4,45 — —	4,4 — —	4,15 0,95 3,94	4,0 1,1 4,4	3,8 1,2 4,56	3,6 1,45 5,24	3,45 1,55 15,35	3,3 1,6 15,3
Известняк (Бакальское месторождение)	$E \cdot 10^{-5}$, кГ/см ² $\beta \cdot 10^5$, 1/град βE , кГ/см ² ·град	4,3 — —	4,05 0,65 2,65	3,9 0,9 3,5	3,85 1,0 3,85	3,82 1,05 4,0	3,8 2,15 8,15	3,75 2,95 11,1	3,7 2,8 10,4
Кварцит № 4 (ЮГОК)	$E \cdot 10^{-5}$, кГ/см ² $\beta \cdot 10^5$, 1/град βE , кГ/см ² ·град	8,85 — —	8,7 0,8 6,96	8,55 1,2 1,03	8,05 1,55 12,5	7,4 2,2 18,4	6,1 3,65 22,3	3,8 6,65 25,3	— 4,8 —

Зависимость параметра $\frac{\beta E}{c}$ от температуры

Порода	Температура, °С					
	200	250	300	350	400	450
Микрокварцит (Бакальское месторождение)	14,3	16,2	15,4	15,2	13,9	14,4
Доломит (Бакальское месторождение)	7,36	7,26	7,32	7,26	6,96	6,5
Диабаз (Бакальское месторождение)	6,7	6,85	6,96	6,92	6,93	7,64
Кварцит безрудный (Оленегорское месторождение)	9,3	9,2	9,65	8,9	10,0	9,75
Гранит крупнозернистый (Ровненское месторождение)	7,65	8,05	7,85	7,62	6,0	8,0
Пегматит (Оленегорское месторождение)	7,1	7,2	6,9	6,55	6,35	6,3

пород типа кварцитов ($\frac{\beta E}{c} > 9$), а для пород типа диабаз, доломит и других этот показатель имеет значение менее 8. Такое разделение горных пород по показателю $\frac{\beta E}{c}$ соответствует предложенной ранее классификации пород по упругости в поле высоких температур.

§ 4.

Примеры использования температурных зависимостей прочностных и упругих свойств горных пород

Детальное изучение изменений прочности и упругости горных пород позволит четко разграничить области конкретного применения электрофизического (токами высокой и промышленной частоты, диэлектрическим пробоем и других) и термомеханического способов разрушения пород. Такие исследования позволяют классифицировать все горные породы по эффективности разрушения.

Исследования поведения горных пород под действием высокотемпературной реактивной струи показали, что эффективность разрушения пород при повышении температуры во многом определяется характером изменения упругости пород.

Сравнение классификации горных пород с практическими показателями эффективности термобурения подтверждает связь между термически упруго-пластичными породами и породами средней термобуримости; между термически пластичными породами и породами плохой термобуримости [24].

Для сравнительной оценки изменения термического упругого состояния в различных породах предложен относительный коэффициент термической пластичности $k_{\text{пп}}$. Этот коэффициент при повышении температуры нагревания горных пород не остается постоянным,

поэтому его целесообразно вычислять для какого-то определенного интервала температур, для которого характерен данный вид разрушения. В частности, для разрушения пород при термобурении экспериментально установлен диапазон 200—400° С [25].

Для этих целей целесообразно определять средний относительный коэффициент термической пластичности $k_{\text{пл}}$ для интервала температур 200—400° С.

Относительный коэффициент $k_{\text{пл}}$ определяется из выражения

$$k_{\text{пл}} = \operatorname{tg}(\alpha_i - \alpha_0), \quad (I, 19)$$

где α_0 — угол наклона температурной зависимости относительного коэффициента изменения модуля упругости φ для эталонной термически упругой породы, град;

α_i — угол наклона температурной зависимости коэффициента для искомой породы по отношению к температурной зависимости для эталонной породы, град.

В качестве эталонной термически упругой породы выбрана мономинеральная порода типа безрудного кварцита Бакальского месторождения, дающая наилучшие показатели термического бурения.

Результаты определения коэффициента относительной термической пластичности $k_{\text{пл}}$ применительно к задачам термобурения приведены в табл. 10.

Таблица 10

Значения коэффициента относительной термической пластичности при температуре 200—400° С

Порода	Коэффициент $k_{\text{пл}}$	Объемная скорость термобурения v , см ³ /мин
Кварцит (Бакальское месторождение)	0	400
Кварцит безрудный (Оленегорское месторождение)	0,02	390
Биотитовый гнейс (Оленегорское месторождение)	0,04	350
Гранит серый мелкозернистый (Шарташское месторождение)	0,07	380
Железистый кварцит (Оленегорское месторождение)	0,08	330
Пегматит (Оленегорское месторождение)	0,14	350
Полуокисленный железистый кварцит (КМА)	0,16	240—270
Гранодиорит (Смолинское месторождение)	0,17	270
Гранит серый средне- и крупнозернистый (Шарташское месторождение)	0,19	230
Гранит розовый среднезернистый (Ровненское месторождение)	0,20	250
Гранит розовый крупнозернистый (Ровненское месторождение)	0,23	240
Гранит серый (Ровненское месторождение)	0,28	220
Окисленный железистый кварцит (КМА)	0,31	30—180
Перидотит оруденелый (Ждановское месторождение)	0,34	Плавится
Габбро (Ждановское месторождение)	0,40	Плавится
Перидотит безрудный (Ждановское месторождение)	0,42	Плавится

Из данных табл. 10 видно, что коэффициент $k_{\text{пл}}$ для разных пород различен. Теоретически он может меняться от 1 до 0. Практически диапазон изменений коэффициента $k_{\text{пл}}$ составляет от 0 до 0,5.

Породы, имеющие значение коэффициента относительной термической пластичности в интервале температур 200—400° С, равное 0,35—0,5, относятся к термически пластичным породам типа габбро, перidotит и др. К термически упругим породам можно отнести породы, коэффициент $k_{\text{пл}}$ которых меньше 0,1.

Породы с коэффициентом $k_{\text{пл}}$, равным 0,1—0,35, следует относить к термически упруго-пластичным. Необходимо отметить, что эта классификация на данной стадии исследований является условной.

Коэффициент относительной термической пластичности $k_{\text{пл}}$ в интервале температур 200—400° С хорошо коррелирует с таким основным производственным показателем термобуримости горных пород, как объемная скорость бурения, графическая связь с которым показана на рис. 19.

Значения объемной скорости термобурения получены экспериментально при исследовании тех же типов горных пород, которые были использованы в данных опытах. Технические условия на всем протяжении эксперимента выдерживались постоянными. Испытания проводились на кислородной горелке с диаметром критического сечения сопла 4,7 мм; давление в камере составляло 6 атм; расстояние от среза сопла до поверхности породы 60 мм.

Обработка экспериментальных данных с использованием аппарата математической статистики позволила найти выражение зависимости объемной скорости бурения от коэффициента термической пластичности:

$$v_{\text{об}} = 387,5 - 727k_{\text{пл}}, \text{ см}^3/\text{мин}, \quad (I,20)$$

где $k_{\text{пл}}$ — коэффициент относительной термической пластичности при температуре 200—400° С.

Коэффициент корреляции при обработке экспериментальных данных составил 0,93.

Тесная связь обнаруживается также между коэффициентом относительной термической пластичности и удельными энергозатратами на термобурение.

Таким образом, характер изменения упругих свойств горных пород в температурной динамике может явиться одним из главных критериев оценки их буримости термическим способом.

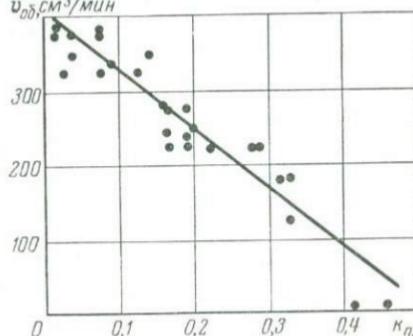


Рис. 19. График зависимости относительного коэффициента термической пластичности от объемной скорости термобурения

Практическое использование закономерностей изменения прочностных и упругих свойств горных пород при высоких температурах не ограничивается применением их для прогнозирования термического бурения.

Использование результатов изменения прочности и упругости пород при нагревании позволит более полно изучить процесс взаимодействия исполнительного органа машин с породой при резании и бурении. Эти вопросы требуют также изучения применительно к задачам бурения сверхглубоких скважин.

Помимо этого, изучение влияния высоких температур на прочностные и упругие свойства горных пород представляет интерес при расчетах горного давления в глубоких шахтах и рудниках, а также при определении устойчивости вмещающих пород при подземном выщелачивании, расплавлении полезных ископаемых (меди, сурьмы, серы, сланцев и других) и газификации угля.

ТЕПЛОВЫЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ТЕМПЕРАТУРЫ

§ 1.

Общие сведения о тепловых свойствах горных пород

Понятие о тепловых процессах

В горных породах в зависимости от их естественного состояния (пористости, влажности, структуры и текстуры) и минералогического состава под действием тепла могут проявляться различные термические эффекты, способствующие возникновению или развитию деформаций, релаксации напряжений, вызывающие изменение фазового состояния пород.

К этим эффектам следует отнести тепловое расширение, явления гидратации и дегидратации, полиморфные превращения, изоморфизм (замещение химических элементов в кристаллической решетке), диссоциацию (разложение на газообразную фазу и твердый остаток), пограничные процессы (пластическое течение), упрочнение (замораживание, термозакалка) и плавление.

В зависимости от параметров теплового воздействия и свойств пород эти явления могут привести к ослаблению, хрупкому разрушению, плавлению, испарению, упрочнению, растворению в естественных и искусственных средах и другим изменениям пород.

Тепловые процессы все шире используются в горном деле для решения технологических задач по добыче полезного ископаемого. Например, на явлениях теплового расширения, полиморфизма и других основаны способы термического разрушения и япород (бурение шпуров и скважин, безвзрывное дробление валунов и крупных кусков породы, отбойка кусков породы от массива, добыча и обработка штучного камня).

Возможность термического ослабления пород, являющегося, очевидно, следствием развития пограничных процессов (нарушения связей между минералами, теплового расширения, дегидратации и диссоциации минералов), позволила разработать способы комбинированного (термомеханического) бурения горных пород (генераторы тепла различного типа в сочетании с шарошкой или пневмоударником).

На эффекте плавления горных пород основаны способы их электротермического разрушения (электродуговой нагрев при дроблении кусков породы; низкочастотный способ разрушения, при котором расплав играет роль рабочего тела), а также бесшахтные способы добычи полезных ископаемых (выплавка серы).

Некоторые способы проведения горных выработок в слабых породах, обладающих повышенной влажностью, основаны на эффекте упрочнения этих пород (методами замораживания и термозакалки).

Приведенные примеры не исчерпывают полный перечень технологических задач, основанных на использовании тепловых процессов в горных породах. Достаточно указать на необходимость решения таких важных проблем, как теплообмен в выработках при разработке глубоких горизонтов, использование естественного глубинного тепла (геотермика) и др.

Очевидно, что каждая технологическая задача основывается на вполне определенных закономерностях протекания теплового процесса. Эти закономерности, в свою очередь, непосредственно связаны с теми или иными термическими эффектами, проявляющимися в данном процессе.

Определение условий возникновения и протекания термических эффектов может явиться основой управления термодинамическими процессами в породах.

Проявление тех или иных термических эффектов и соответственно изменение состояния горных пород зависят главным образом от вещественного состава породы, величины и характера теплового воздействия (параметры поля), причем в каждый момент взаимодействия тепла с породой последняя будет характеризоваться некоторым комплексом физических свойств (параметры состояния).

Следует отметить, что проблема теплопроводности для анализа и управления процессами теплового воздействия на горные породы, особенно при высоких температурах, изучена еще слабо.

Для решения вопросов, связанных с определением температурных полей, продолжительности и характера прогрева горных пород при их тепловом разрушении, тепловых потерь в окружающий массив при подземной добыче серы, подземной газификации, при использовании тепла земли, проветривании глубоких выработок и т. д. в первую очередь необходимо знание термических свойств горных пород и характера их изменения при нагревании.

Показатели термических свойств пород

К основным показателям термических свойств пород относятся: коэффициенты теплопроводности, температуропроводности, линейного теплового расширения, теплоемкость, величина термического эффекта и теплота превращения.

Коэффициент теплопроводности λ ($\text{ккал}/\text{м}\cdot\text{ч}\cdot\text{град}$) является численной характеристикой способности горной породы к передаче тепла кондукцией.

Коэффициент температуропроводности a ($\text{м}^2/\text{ч}$) характеризует скорость изменения температуры горной породы вследствие поглощения или отдачи тепла.

Теплоемкость c ($\text{ккал}/\text{кг}\cdot\text{град}$) является количественной характеристикой способности горной породы поглощать тепловую энергию.

Эти величины связаны между собой уравнением

$$a = \frac{\lambda}{c\rho}, \quad (\text{II}, 1)$$

где ρ — объемный вес горной породы.

Коэффициент линейного теплового расширения β (град^{-1}) характеризует способность горной породы изменять свои линейные размеры при изменении температуры.

Величина термического эффекта T_a характеризует температуру, при которой происходят физико-химические превращения в породе.

Теплота превращения Q ($\text{ккал}/\text{кг}$) характеризует количество теплоты, которая выделяется или поглощается в процессе физико-химического превращения.

Различают среднее и истинное значения тепловых параметров для определенного интервала температур, которые связаны между собой следующей зависимостью:

$$A_{T_1; T_2} = \frac{\int_{T_1}^{T_2} A_T dT}{T_2 - T_1}, \quad (\text{II}, 2)$$

где $A_{T_1; T_2}$ — среднее значение теплового параметра для интервала температур от T_1 до T_2 ;

A_T — истинное значение теплового параметра, или значение теплового параметра при температуре T .

Теплопроводность горных пород изучена еще недостаточно. Некоторые вопросы теплопроводности углей и пород получили освещение сравнительно недавно [26].

Рассмотрим некоторые основные определения. Величина теплопроводности характеризует способность горной породы или минерала передавать тепловую энергию от одной точки к другой, если между этими точками по тем или иным причинам появится разница температур.

Тепло в минералах может передаваться электронами проводимости, а также при помощи тепловых колебаний кристаллической решетки.

В самородных и чистых металлах (золото, серебро, медь, олово, платина и др.) основную роль в передаче тепла играют электроны проводимости. Движение электронов не подчиняется законам

классической механики, поэтому для теоретического описания теплопроводности металлов используют законы волевой механики.

Теплопроводность пород можно определить из следующего выражения [30]:

$$\lambda = \frac{Nl\bar{u}k}{2}, \quad (II,3)$$

где N — число атомов в единице объема;

l — длина пути электрона от одного до другого столкновения его с ионом атома (приблизительно равна 100 междудоменным расстояниям), см;

\bar{u} — скорость движения электрона, см/сек;

k — постоянная Больцмана, эв/град.

В этой формуле учтена только электронная часть теплопроводности.

При отсутствии электронной проводимости в минералах тепло передается упругими колебаниями пространственной решетки кристалла.

Известно что частицы, входящие в состав минерала, находятся в постоянном, все время изменяющемся движении. Энергия этого движения возникает вследствие тепла, поглощаемого минералом в результате теплового взаимодействия с окружающей средой. В основе теплопроводности непроводящих минералов лежат процесс движения составляющих минерал частиц и их взаимодействие, сопровождающееся обменом энергии. Эти сложные молекулярно-кинетические процессы составляют сущность явления теплопроводности.

С некоторым приближением можно принять, что теплопроводность горной породы складывается из теплопроводности составляющих ее минералов. Следовательно, теплота в породах может передаваться как вследствие движения электронов, так и упругими колебаниями частиц.

Однако горные породы неоднородны, а в ряде случаев являются многофазными системами. Поэтому величина теплопроводности горных пород условна: она равна теплопроводности некоторого однородного тела, через которое при одинаковых геометрической форме, размерах и температурах на границах тела проходит такое же количество тепла, как и через рассматриваемое неоднородное тело.

Выделим мысленно в таком однородном теле два параллельных сечения на расстоянии l , на каждом из которых возьмем по участку площадью S . Если температура в одном сечении T_1 , а в другом T_2 , причем $T_1 > T_2$, то теплота перемещается от сечения с температурой T_1 к сечению с температурой T_2 . Очевидно, что за время t пройдет тем большее количество теплоты Q , чем ближе друг к другу расположены сечения, большие площадь S , большее разница температур $T_1 - T_2$ и чем больше промежуток времени t , в течение которого в выбранных участках поддерживается разница температур $T_1 - T_2$.

Эту зависимость можно выразить формулой

$$Q = \lambda S \frac{T_1 - T_2}{l} t, \quad (\text{II},4)$$

где λ — коэффициент пропорциональности, который характеризует способность породы передавать тепло от одной точки в другую при наличии разницы температур.

Таким образом, λ является физическим показателем, зависящим от свойств горной породы.

Значение коэффициента теплопроводности горной породы определяется теплопроводностью собственно скелета $\lambda_{\text{ск}}$, пористостью P и влажностью W . Кроме того, теплопроводность есть функция температуры T и давления σ системы.

Таким образом,

$$\lambda = f(\lambda_{\text{ск}}; P; W; T; \sigma). \quad (\text{II},5)$$

Следует иметь в виду, что пористость горных пород может существенно влиять на теплопередачу: она может свести на нет влияние других факторов [26].

Теплопередача через объем пор при повышенных температурах, помимо теплопроводности, осуществляется также конвекцией и лучеиспусканием. Степень влияния конвекции определяется размерами пор и их расположением (вертикально или горизонтально). Влияние лучеиспускания в значительной мере зависит от абсолютного значения температуры стенок пор. Общее количество тепла Q , переданного в единицу времени через воздушную прослойку толщиной δ ,

$$Q = (k_t + \alpha_u) F (T_{n_1} - T_{n_2}), \text{ ккал/ч}, \quad (\text{II},6)$$

где k_t — коэффициент теплоотдачи соприкосновением, $\text{ккал}/\text{м}^2\text{ч}\cdot\text{град}$;

α_u — коэффициент теплоотдачи лучеиспусканием, $\text{ккал}/\text{м}^2\text{ч}\cdot\text{град}$;

F — площадь стенок пор, м^2 ;

T_{n_1} и T_{n_2} — температуры стенок пор, $^{\circ}\text{C}$.

Определить точное значение k_t расчетом очень трудно. Если поры невелики и конвекция воздуха (газа) отсутствует, то количество переданного тепла полностью определяется теплопроводностью среды, т. е.

$$Q = k_t F (T_{n_1} - T_{n_2}) = \frac{\lambda}{\delta} F (T_{n_1} - T_{n_2}), \quad (\text{II},7)$$

где $k_t = \frac{\lambda}{\delta}$.

Для упрощения процесс теплообмена рассматривают как элементарное явление передачи тепла только путем теплопроводности, вводя понятие эквивалентного коэффициента теплопроводности $\lambda_{\text{экв}}$. В этом случае количество тепла Q_c , переданного путем соприкосновения, определяется из выражения [26]

$$Q_c = k_t F (T_{n_1} - T_{n_2}) = \frac{\lambda_{\text{экв}}}{\delta} F (T_{n_1} - T_{n_2}). \quad (\text{II},9)$$

Тогда уравнение (II,6) можно представить в виде

$$Q = \left(\frac{\lambda_{\text{экв}}}{\delta} + \alpha_u \right) (T_{n_1} - T_{n_2}). \quad (\text{II},10)$$

При изучении влияния пор (прослоек) на теплопроводность обычно определяется отношение эквивалентного коэффициента теплопроводности $\lambda_{\text{экв}}$ к коэффициенту теплопроводности самой массы твердого вещества λ_t :

$$\varepsilon_k = \frac{\lambda_{\text{экв}}}{\lambda_t}. \quad (\text{II},11)$$

Это отношение называют коэффициентом конвекции.

Численная величина его характеризует влияние конвекции в передаче тепла от горячей к холодной стенке пор.

Явление теплообмена в порах полностью определяется законами свободного движения [27].

Поскольку циркуляция обусловлена разностью плотностей нагретых и холодных частиц и определяется критерием

$$Nu = f(\text{Gr} \cdot \text{Pr}), \quad (\text{II},12)$$

то и ε_k должно быть функцией того же аргумента, т. е.

$$\varepsilon_k = f_1(\text{Gr} \cdot \text{Pr}),$$

где Nu, Gr, Pr — критерии Нуссельта, Грасгофа, Прандтля.

Наличие пор в породе приводит к возрастанию лучистого теплообмена между поверхностями пор через разделяющие их воздушные (газовые) ячейки.

Влияние конвекции на коэффициент теплопроводности породы тем заметнее, чем больше размеры ячеек. Это наглядно иллюстрируется приведенными в табл. 11 значениями коэффициента теплопроводности воздуха для пор различных размеров [26].

Таблица 11
Значения коэффициента теплопроводности

Средняя температура, °C	λ , ккал/м·ч·град при диаметре пор, мм			
	0	0,5	1	5
0	0,020	0,022	0,024	0,038
300	0,037	0,053	0,069	0,198
500	0,046	0,086	0,126	0,444

Теплопроводность породы в общем случае находится в кубической зависимости от пористости P (в долях единицы) [28]:

$$\lambda = \lambda_0 (1 - P)^3, \quad (\text{II},13)$$

где λ_0 — значение коэффициента теплопроводности породы при отсутствии пористости.

Если к породе массой m подведено ΔQ тепла и при этом температура породы повысилась от T до $T + \Delta T$ градусов, то можно положить

$$\Delta Q = C \Delta T, \quad (\text{II},14)$$

где C — коэффициент пропорциональности, называемый теплоемкостью породы, $\text{kкал}/\text{м}^3 \cdot \text{град}$;

$$C = c \gamma,$$

c — удельная теплоемкость породы, $\text{kкал}/\text{кг} \cdot \text{град}$;

γ — удельный вес породы, $\text{кг}/\text{м}^3$

Теплоемкость породы является функцией ее минералогического состава и может быть рассчитана по формуле смешения [29]

$$C = c_1 x_1 + c_2 x_2 + \dots = \sum_{i=1}^n c_i x_i, \quad (\text{II},15)$$

где c_i — удельная теплоемкость минералов, слагающих породу;

x_i — содержание соответствующих минералов в долях единицы от общего веса породы.

Формула смешения может быть использована для расчета теплоемкости влажной породы в случае, когда весовая влажность ее не превышает 15—20 %.

Зависимость теплоемкости горных пород от температуры выведена только для упрощенной модели кристаллического состояния [26].

Как известно, средняя теплоемкость породы C_m в интервале температур T_1 и T_2

$$C_m = \frac{q}{T_2 - T_1}, \quad (\text{II},16)$$

где q — количество тепла, потребного для повышения температуры породы от T_1 до T_2 градусов.

Истинная теплоемкость при температуре T

$$C_m = \frac{dq}{dT}, \quad (\text{II},17)$$

где dq — количество тепла, потребного для повышения температуры породы от T до $T + dT$ градусов.

Если количество тепла q , необходимого для нагревания породы от температуры T_1 до температуры T_2 , пропорционально разности температур $T_2 - T_1$, то C есть величина постоянная, не изменяющаяся с повышением температуры и равная C_m .

В большинстве случаев q изменяется по иному закону, и зависимость C_m от температуры может быть представлена следующей эмпирической формулой:

$$C_m = \frac{q'}{T} = a + bT - cT^{-2}, \quad (\text{II},18)$$

где a и b — константы.

Известно, что при слабых внешних воздействиях горные породы упруго сопротивляются растяжению и сжатию.

На рис. 20 показана схематическая зависимость сил между частицами от расстояния между ними; кривая K_2 соответствует отталкиванию, кривая K_1 — притяжению [30].

Результирующие силы выражаются кривой $K_1 - K_2$, формой которой подобна кривой K_2 , так как силы отталкивания при увеличении расстояния между частицами изменяются в большей степени, чем силы притяжения. При $K_1 - K_2 = 0$ (пересечение кривой с осью абсцисс на расстоянии ρ_0) имеет место равновесие частиц, а ρ_0 соответствует расстоянию между ними. Потенциальная энергия двух соседних частиц составляет

$$\Phi = -\frac{a}{\rho^m} + \frac{b}{\rho^n}, \quad (\text{II}, 19)$$

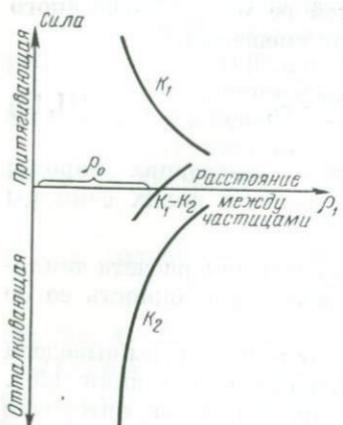


Рис. 20. Схема взаимодействия сил между частицами

где m и n — показатели степеней, по которым изменяются силы притяжения и отталкивания в зависимости от расстояния. Здесь m приблизительно равно 3, а n для различных пород изменяется в широких пределах. Однако всегда $n > m$.

Это неравенство означает, что при нагревании горные породы расширяются. При нагревании, как известно, увеличивается амплитуда колебания частиц. При этом удаление частицы от соседней будет приводить к меньшему противодействию силы притяжения по сравнению с противодействием силы отталкивания при сближении частиц. Вследствие этого изменится положение узла кристаллической решетки (центра, возле которого колеблется частица) и равновесное расстояние ρ_0 увеличится.

В результате произойдет увеличение постоянной решетки, т. е. произойдет термическое расширение. Если бы кривая $K_1 - K_2$ была прямой, то амплитуда колебания частиц при нагревании увеличилась бы, но при этом ρ_0 не менялось бы и термическое расширение не имело бы места.

При воздействии температуры в минералах могут происходить различные термические эффекты: диссоциация, дегидратация, разложение, плавление и др. Такие эффекты, как правило, сопровождаются поглощением или выделением тепла. Количество теплоты Δh , которое поглощает компонент (минерал) при переходе из твердого состояния в жидкое, называют теплотой плавления. Плавление является критическим состоянием минерала, при котором в резуль-

тате повышения температуры силы сцепления между частицами пространственной решетки кристалла ослабевают настолько, что минерал плавится.

§ 2.

Методы измерения тепловых свойств горных пород в зависимости от температуры

Определение коэффициентов тепло-, температуропроводности и теплоемкости горных пород

Методы измерения показателей тепловых свойств горных пород делятся на две группы:

- 1) методы стационарного теплового потока;
- 2) методы нестационарного теплового потока.

Методы нестационарного теплового потока делятся на методы регулярного и нерегулярного теплового режима.

Методы стационарного теплового потока и регулярного режима нестационарного теплового потока громоздки и при высоких температурах не дают требуемой точности. Поэтому они мало приемлемы для изучения тепловых свойств горных пород в зависимости от температуры.

Среди методов нерегулярного режима особый интерес представляют методы источника постоянной и мгновенной мощности [31, 32].

Эти методы позволяют определять коэффициенты теплопроводности λ и температуропроводности a горной породы из одного опыта.

В основе метода источника постоянной мощности лежит способ нагревания двух полуограниченных стержней, в месте контакта которых помещен источник постоянной мощности. Расчетные формулы метода следующие:

$$a = \left[\frac{x}{2 \sqrt{\pi} \arg \operatorname{erfc} \frac{\Delta T_x}{\Delta T_n \sqrt{\pi}}} \right]^2, \text{ м}^2/\text{ч}; \quad (\text{II}, 20)$$

$$\lambda = \frac{2q \sqrt{\pi \tau}}{\sqrt{\pi} \Delta T_n}, \text{ ккал}/\text{м} \cdot \text{ч} \cdot \text{град}, \quad (\text{II}, 21)$$

где q — удельный тепловой поток,

$$q = \frac{0.864P}{2F};$$

P — мощность нагревателя, $P = I^2R$;

I — ток, измеряемый по показаниям амперметра во время опыта, a ;

R — сопротивление нагревателя, $ом$;

F — площадь нагревателя, м^2 ;

τ — время, ч ;

ΔT_n , ΔT_x — температура нагревателя и температура на расстоянии x от нагревателя, град; $\text{ierfc } u$ — производная функции Крампа.

Объемная теплоемкость горной породы определяется по известным теплофизическим характеристикам a и λ , полученным из одного опыта.

$$c = \frac{\lambda}{a}.$$

Схема экспериментальной установки для определения коэффициентов тепло- и температуропроводности приведена на рис. 21.

Испытуемые образцы горной породы изготавляются в виде параллелепипеда размером $50 \times 50 \times 20$ мм. Электрический нагреватель $\mathcal{E}H$, имеющий форму пластины, изготовлен из никрома толщиной 0,1 мм. Для измерения температур ΔT_n и ΔT_x используются две

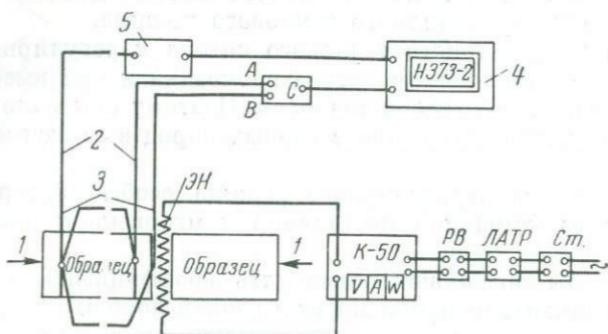


Рис. 21. Схема установки для комплексного определения коэффициентов тепло- и температуропроводности горных пород

дифференциальные медно-константановые термопары 2 и 3 с диаметром термоэлектродов, равным 0,1 мм. Горячий конец термопары 3 заделан между нагревателем и образцом, горячий конец термопары 2 — на расстоянии 5—6 мм от нагревателя.

Холодные концы термопар заделаны в образце на расстоянии 45 мм от нагревателя.

Термопары присоединены через магазин сопротивлений 5 к автоматическому потенциометру 4 и предварительно с ним проградуированы.

Для испытаний при высоких температурах используется нагревательная печь, в которую помещают образцы, нагреватель и термопары. Перед началом опыта кондуктиметр, состоящий из образцов породы, нагревателя, термопар и струбцины 1, выдерживается в печи до тех пор, пока температура образцов не повысится до температуры печи и дифференциальные термопары не покажут разность температур между горячими и холодными спаями (стрелка прибора устана-

вливаются на нулевое деление). Температура образцов регистрируется хромель-алюмелевой термопарой, также заделанной в кондуктиметре.

После нагревания образцов до определенной температуры включают электронагреватель. По вольтметру замеряют падение напряжения, по ваттметру и амперметру — мощность и силу тока.

Одновременно включают систему для записи ΔT_n , ΔT_x во времени.

Эксперимент считается удовлетворительным, если в координатах $\Delta T - \sqrt{\tau}$ изменение ΔT_n и ΔT_x носит прямолинейный характер, причем прямая ΔT_n проходит через начало координат. Отклонения наблюдаются в том случае, если тепловой контакт между нагревателем и образцами окажется неудовлетворительным.

В основе второго метода лежит способ нагревания двух полуограниченных стержней, в месте контакта которых помещен мгновенный источник тепла.

Расчетные формулы метода следующие:

$$a = \frac{x^2}{2\tau_{\max}}, \text{ м}^2/\text{ч}, \quad (\text{II}, 22)$$

где x — расстояние от источника тепла до измерителя температуры, м;
 τ_{\max} — время достижения максимума температуры на расстоянии x , ч;

$$\lambda = k \frac{PT}{\tau_{\max} \Delta T_{\max}}, \text{ ккал}/\text{м}^2 \cdot \text{ч} \cdot \text{град}, \quad (\text{II}, 23)$$

где $k = \frac{0,24x}{1000 F V \pi e}$, $1/\text{м}$ — постоянная величина;

F — площадь нагревателя;

$P = UI$;

U, I — соответственно падение напряжения и ток;

T — время действия импульса электрического тока;

ΔT_{\max} — максимальное превышение температуры над окружающей на расстоянии x от нагревателя;

e — основание натурального логарифма.

Для того чтобы погрешность определения коэффициента температуропроводности не превышала 1 %, необходимо соблюсти условие

$$T \leqslant 0,01 \frac{x^2}{a}. \quad (\text{II}, 24)$$

Схема установки аналогична предыдущей (см. рис. 24). Отличие состоит в том, что в данной установке используется только одна термопара 2.

Дифференциальная термопара присоединена к потенциометру и предварительно с ним проградуирована. Термовой импульсдается включением электронагревателя в осветительную электросеть через понижающий трансформатор ЛАТР и реле времени РВ. Отсчет

времени действия теплового импульса контролируется электрическим секундомером.

Запись $\Delta T = f(\tau)$ производится стандартным автоматическим потенциометром 4.

Для испытаний при высоких температурах используется также нагревательная печь. При достижении определенной температуры печи через реле времени электронагревателю сообщается тепловой импульс. Одновременно включается система для записи $\Delta T_x = f(\tau)$.

Недостатком метода является небольшое по абсолютной величине изменение температуры ΔT_x (порядка нескольких градусов), что приводит к ошибкам при расчетах λ и a .

Определение коэффициента линейного теплового расширения горных пород

Рассмотрим изменение размеров кристалла под действием температуры (термическая деформация) при постоянном давлении. Термическое расширение большинства кристаллов анизотропно и может быть выражено диаграммой коэффициента линейного расширения, значение которого определяется из выражения

$$\beta = \frac{1}{l} \cdot \frac{dl}{dT}, \quad (\text{II}, 25)$$

где l — длина кристалла при температуре T ;

dl — термическая деформация, вызываемая изменением температуры на dT градусов.

Изменение размеров кристаллов при нагревании от температуры T_0 до T_1 выражается экспоненциальной зависимостью

$$l = l_0 \left[\exp \int_{T_0}^{T_1} \beta(T) dT \right]. \quad (\text{II}, 26)$$

Если предположить, что $\beta = \text{const}$, то выражение (II, 26) упрощается:

$$l = l_0 [\exp \beta (T_1 - T_0)], \quad (\text{II}, 27)$$

где l_0 — первоначальная длина кристалла.

Так как коэффициенты линейного расширения горных пород малы и по порядку величины равны $\beta \cdot 10^{-5}$ град $^{-1}$, то из последнего уравнения вытекает линейный закон расширения

$$l = l_0 [1 + \beta (T_1 - T_0)], \quad (\text{II}, 28)$$

откуда

$$\beta = \frac{l - l_0}{l_0 (T_1 - T_0)} = \frac{\Delta l}{l_0 \Delta T}.$$

Все величины правой части уравнения можно определить на установке (рис. 22) [33].

В нагревателе 5, представляющем собой трубу с намотанной на нее никромовой спиралью, устанавливают образец породы 6, который зажимают между двумя кварцевыми стержнями. Неподвижный стержень 7 закрепляют на подставке 8, установленной на станине 9. Подвижный кварцевый стержень 3 укрепляют в подставке 1, имеющей пружину.

Под действием температуры образец породы расширяется, вызывая продольное перемещение подвижного стержня, которое регистрируется механическим индикатором-тензометром 2.

Для предотвращения нагревания механической части установки нагреватель помещен в охлаждющий кожух 4 с циркулирующей водой.

Температура образца замеряется термопарами, находящимися на образце, и записывается на электронном потенциометре.

По показаниям разности температур между любыми двумя точками нагрева образца и по относительному линейному расширению при этом интервале температур рассчитывают коэффициент линейного расширения для исследуемой горной породы.

Определение температуры поверхности нагреваемой породы при термическом разрушении

В теории и практике термического бурения крепких горных пород определение температуры облучаемой поверхности породы имеет большое значение для выбора оптимальных параметров тепловых потоков. Например, если температура разрушения близка к температуре термического эффекта породы или составляющих ее компонентов, то для этой породы следует иметь тепловой поток, температура которого равна температуре разрушения. При этом подвод тепла должен осуществляться с высокой интенсивностью (с большим коэффициентом теплоотдачи).

Описываемый метод основан на том, что при нагревании породы изменяют электрическое сопротивление: с увеличением температуры сопротивление породы, как правило, уменьшается. На рис. 23 приведены области значений зависимостей электрического сопротивления от температуры.

Построив тарировочную зависимость сопротивления породы от температуры и замерив сопротивление поверхностного слоя в процессе хрупкого разрушения, определяют температуру разрушения.

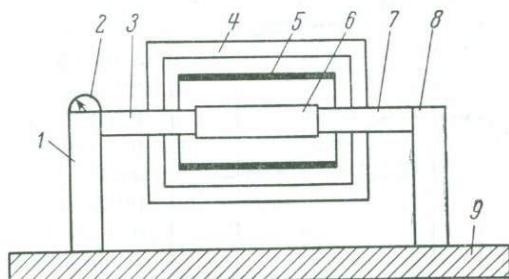


Рис. 22. Схема установки для определения коэффициента линейного теплового расширения горных пород

На рис. 24 приведена схема экспериментальной установки для определения температуры хрупкого разрушения пород при их облучении.

При измерении сопротивления породы на облучаемый участок подводится постоянное напряжение по двум точечным серебряным электродам 1. Электроды прижимаются к поверхности породы пружинами 2 и экранируются от облучения при помощи теплоизоляторов 3. Изменение тока при нагреве фиксируется осциллографом Н-700. Сопротивление породы в момент разрушения определяется по осциллограмме тока, проходящего по породе при постоянном напряжении на контактах. Сопротивление породы в любой момент времени устанавливается по амплитуде тока.

На осциллограмме (рис. 25) можно наблюдать скачки амплитуды тока в момент отделения частицы.

Слой породы, по которому течет ток, имеет некоторую толщину. При измерении сопротивления получают среднее значение температуры этого слоя. Специальными исследованиями установлено, что толщина слоя породы, по которому протекает ток, составляет не более 15% толщины разрушаемой частицы [25].

Рис. 23. Зависимость электрического сопротивления микрокварцита 1 и железистого кварцита 2 от температуры

слоя. Специальными исследованиями установлено, что толщина слоя породы, по которому протекает ток, составляет не более 15% толщины разрушаемой частицы [25].

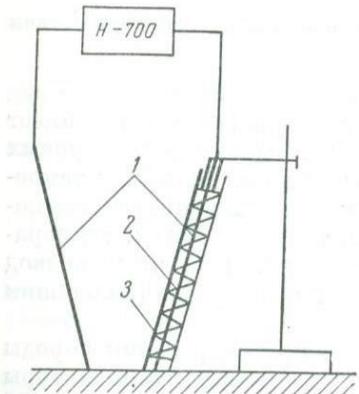


Рис. 24. Схема установки для определения температуры хрупкого разрушения горных пород

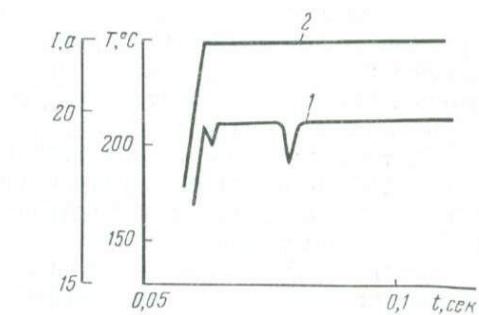


Рис. 25. Осциллограмма процесса отделения частицы породы:

1 — изменение силы тока; 2 — температура породы

§ 3.

Закономерности изменения тепловых свойств горных пород при высоких температурах

Зависимость тепло-, температуропроводности и теплоемкости от физических свойств пород

Тепло- и температуропроводность пород зависит от их минералогического состава, плотности, структуры, пористости, влажности и давления. Каменная соль, сильвин и ангидрит имеют повышенную теплопроводность по сравнению с другими минералами. Повышенной тепло- и температуропроводностью обладают также породы, электронная составляющая теплопроводности которых достигает больших значений, так как процесс передачи тепла электронами происходит быстрее, чем колебаниями кристаллических решеток. К таким породам относятся: графит, плотные железные и полиметаллические руды, содержащие гематит, магнетит, пирит и др.

В табл. 12 приведены данные, характеризующие зависимость тепло- и температуропроводности пород от процентного содержания рудных примесей. Тепло- и температуропроводности пород зависят от крупности минералов, слагающих породу. Крупнозернистые породы обладают большей тепло- и температуропроводностью, чем мелко- и среднезернистые, так как в последних много мелких минеральных частиц, а следовательно, и контактов между ними, обладающих пониженной теплопроводностью.

Таблица 12

Зависимость показателей тепловых свойств исследуемых горных пород от процентного содержания рудных примесей при температуре 200° С
(пористость $P = 0,7 \div 2,3$)

Порода	Процент рудных примесей	Показатели тепловых свойств	
		$\lambda, \text{ ккал}/\text{м} \cdot \text{ч} \cdot \text{град}$	$a \cdot 10^{-3}, \text{ м}^2/\text{ч}$
Габбро (Ждановское месторождение) . . .	1,15	1,689	2,56
Серпентинизированный перидотит (Ждановское месторождение)	3,38	2,05	2,8
Оруденелый серпентинизированный перидотит (Ждановское месторождение) . . .	12,30	2,6	3,64
Безрудный кварцит слоистости (Оленегорское месторождение)	16,32	2,8	3,84
Железистый кварцит (Оленегорское месторождение)	53,58	4,0	5,6
Альбитофир ($T = 20^\circ \text{ С}$)* (Дегтярское месторождение)	1—2	1,7	—
Медный колчедан	97	8,5—34	—

* Данные заимствованы из работы [40].

В табл. 13 приведены данные по ряду горных пород, имеющих различную структуру при одинаковых химико-минералогическом составе и пористости.

Таблица 13

Зависимость показателей тепловых свойств исследуемых горных пород одинакового химико-минералогического состава от размера зерен

Порода	Темпера- тура T , °C	Тепловые параметры								Данные займство- ваны из литера- туры	
		Мелкозернистая структура (размер зерна до 2 мм)				Средне- и крупнозернистая структура (размер зерна выше 2 мм)					
		$\lambda, \frac{Watt}{M \cdot \text{град}}$	$\alpha \cdot 10^{-3}, \frac{M^2}{M \cdot \text{град}}$	$c \cdot 10^3, \frac{Kcal}{M^3 \cdot \text{град}}$	$\beta \cdot 10^{-6}, \text{град}^{-1}$	$\lambda, \frac{Watt}{M \cdot \text{град}}$	$\alpha \cdot 10^{-3}, \frac{M^2}{M \cdot \text{град}}$	$c \cdot 10^3, \frac{Kcal}{M^3 \cdot \text{град}}$	$\beta \cdot 10^{-6}, \text{град}^{-1}$		
Гранит (Шарташское ме- сторождение)	200	0,694	1,15	0,602	1,05	0,78	1,3	0,601	0,95	—	
Гранит (Ровненское ме- сторождение)	200	1,69	2,76	0,61	1,35	1,75	2,9	0,604	1,1	—	
Гранитогнейс (Смолин- ское месторождение)	200	1,17	1,8	0,65	1,35	2,6	4,22	0,616	1,02	—	
Эstonский сланец куке- ра	300	0,105	0,61	0,173	—	0,11	0,72	0,153	—	[26]	
Глинистый сланец . . .	17	0,504	—	—	—	1,008	—	—	0,91	[35]	
Песчаник (Ткибули-Ша- орское месторождение)	20	1,73	2,3	0,752	—	2,92	3,73	0,786	—	[42]	

Из данных табл. 13 видно, что значения коэффициентов тепло- и температуропроводности у мелкозернистой структуры меньше, чем у крупнозернистой.

Пористость оказывает существенное влияние на тепловые свойства пород. Как правило, с увеличением пористости уменьшаются значения тепло- и температуропроводности горных пород (табл. 14).

Таблица 14

Зависимость показателей тепловых свойств горных пород от пористости при их одинаковом химико-минералогическом составе

Порода	Пористость, %	Температура T , °С	Показатели тепловых свойств				Данные заимствованы из литературы
			λ , $\text{ккал}/\text{м} \cdot \text{ч} \cdot \text{град}$	$a \cdot 10^{-3}$, $\text{м}^2/\text{ч}$	$c \cdot 10^3$, $\text{ккал}/\text{м} \cdot \text{ч} \cdot \text{град}$	$\beta \cdot 10^{-8}$, град^{-1}	
Кварцит (Первоуральское месторождение)	0	200	2,14	3,53	0,605	1,35	[41]
Пористый кварцит	20	200	1,23	2,56	0,48	1,2	[41]
Уголь (Лисичанское месторождение)	18,7	—	0,18	0,42	—	—	[26]
	37,5	—	0,132	0,4	—	—	[26]
	43,5	—	0,12	0,385	—	—	[26]
Плотный известняк	—	100	2,92 ÷ 1,73	—	—	0,72	[35]
Пористый известняк	—	—	1,91 ÷ 0,95	—	—	—	[35]

Нижним пределом теплопроводности высокопористых пород является теплопроводность воздуха $0,02 \text{ ккал}/\text{м} \cdot \text{ч} \cdot \text{град}$.

Слоистые осадочные и метаморфические породы анизотропны по тепло- и температуропроводности. В направлении, перпендикулярном напластованию, коэффициент теплопроводности в среднем на 10—30% ниже, чем вдоль напластования; коэффициент температуропроводности может уменьшиться на 100% (табл. 15).

Последнее свидетельствует о том, что вдоль плоскостей спайности частицы, входящие в кристаллическую решетку, взаимодействуют интенсивнее и, наоборот, молекулярное движение перпендикулярно плоскостям спайности передается значительно хуже.

Существенное влияние на теплопроводность оказывает строение горной породы. Теплопроводность пород в кристаллическом состоянии намного выше, чем в аморфном. Так, например, для кристалла кварца при распространении теплового потока параллельно оси коэффициент теплопроводности равен $11,7 \text{ ккал}/\text{м} \cdot \text{ч} \cdot \text{град}$, а для аморфного кварцевого стекла он составляет $1,2 \text{ ккал}/\text{м} \cdot \text{ч} \cdot \text{град}$.

Теплоемкость горных пород, как указывалось выше, зависит

Таблица 15

**Показатели тепловых свойств исследуемых горных пород
относительно слоистости**

Порода	Температура T , °C	Показатели тепловых свойств при						Данные заимствованы из литературы
		λ , $\frac{\text{ккал}}{\text{м} \cdot \text{ч} \cdot \text{град}}$	$a \cdot 10^{-3}$, $\frac{\text{м}^2}{\text{град}}$	$\beta \cdot 10^{-6}$, град^{-1}	λ , $\frac{\text{ккал}}{\text{м} \cdot \text{ч} \cdot \text{град}}$	$a \cdot 10^{-3}$, $\frac{\text{м}^2}{\text{град}}$	$\beta \cdot 10^{-6}$, град^{-1}	
Безрудный кварцит (Оленегорское месторождение)	200	2,8	3,84	1,31	2,43	3,35	1,2	—
Железистый кварцит (Оленегорское месторождение)	200	4,0	5,6	1,5	3,78	5,28	0,53	—
Гранитогнейс (Оленегорское месторождение)	200	2,28	3,11	1,35	1,9	2,7	0,75	—
Сернисто-хлоритовый сланец (месторождение Кривого Рога)	20	2,5	4,9	—	2,25	4,4	—	[34]
Уголь	20	0,221	0,69	—	0,204	0,64	—	[26]
	50	0,224	0,71	—	0,211	0,67	—	[26]
Кварцитовый песчаник	100	3,82	—	1,02	3,64	—	—	[35]
Мрамор	100	2,16	—	0,72	2,05	—	—	[35]
Гранитогнейс	100	2,38	—	—	1,73	—	—	[35]

Таблица 16

Взаимозависимость плотности и теплоемкости углерода и серы

Вещество	Аллотропическая модификация	Удельный вес, $\text{г}/\text{см}^3$	Удельная теплоемкость, $\text{кал}/\text{кг} \cdot \text{град}$
Углерод	Алмаз	3,518	0,1128
	Графит	2,25	0,1604
	Уголь (газовый)	1,285	0,2040
Сера	Ромбическая	2,06	0,1728
	Моноклинная	1,96	0,1809
	Аморфная нерастворимая	1,89	0,1902
	Аморфная растворимая	1,86	0,2483

от физических свойств слагающих их минералов. Следует отметить, что полученные экспериментальные значения теплоемкостей хорошо согласуются с данными, полученными по формуле смешения (П.15).

Отклонения не превышают $\pm 16\%$. Установлено, что с увеличением плотности удельная теплоемкость минералов уменьшается (табл. 16, рис. 26).

С увеличением объемного веса пород значения объемной теплоемкости увеличиваются (рис. 27). Анализ экспериментальных данных показывает, что при прочих постоянных параметрах теплоемкость имеет большее значение для горных пород, имеющих мелкозернистую структуру. Силы взаимодействия между атомами стекла такие же, как и в кристаллической модификации данного вещества. Поэтому теплоемкость не зависит от того, находится ли порода в аморфном или

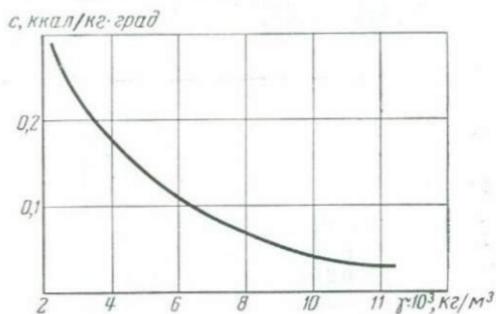


Рис. 26. График зависимости удельной теплоемкости от удельного веса минералов при $T = 200^\circ C$

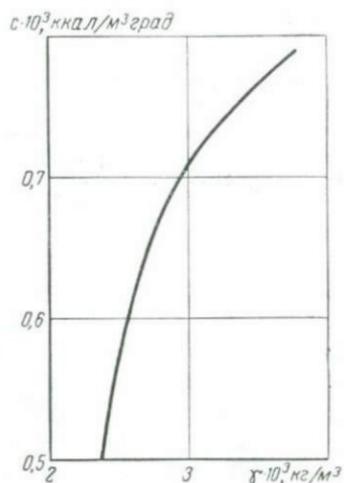


Рис. 27. График зависимости объемной теплоемкости от объемного веса горных пород при $T = 200^\circ C$

Таблица 17

Зависимость теплопроводности пород [35] от смачивания и давления

Порода	Объемный вес, $g/\text{см}^3$	Пористость, %	$\lambda_0, \text{ ккал/м·ч·град}$	$\frac{\Delta \lambda_W}{\lambda_0}, \%$	$\frac{\Delta \lambda_p}{\lambda_0}, \%$	$\frac{\Delta \lambda_{W_p}}{\lambda_0}, \%$	λ_T
Мрамор	2,67	1,1	2,08	11	13	2	2,38
Известняк	1,55	43	0,76	—	22	—	0,925
Песчаник	2,17	22	1,59	36	40	6	2,26
Сланец	2,76	—	1,55	—	4	—	1,62
Габбро	2,87	—	1,62	—	2	—	1,65
Слюдя (криSTALL) . . .	2,83	—	0,6	—	4	—	0,625

λ_0 — теплопроводность сухой, не подверженной сжатию породы при $45^\circ C$;

$\Delta \lambda_W$ — увеличение теплопроводности после смачивания в воде;

$\Delta \lambda_p$ — увеличение теплопроводности сухой породы после сжатия до 700 кГ/см^2 ;

$\Delta \lambda_{W_p}$ — увеличение теплопроводности мокрой породы после сжатия до 700 кГ/см^2 ;

λ_T — максимальное значение теплопроводности для сжатой и смоченной породы.

кристаллическом состоянии. Например, теплоемкости кристаллического и плавленого кварца одинаковы.

С увеличением влажности пород, как правило, увеличиваются значения коэффициентов тепло- и температуропроводности, возрастает также теплоемкость. Так, например, теплопроводность влажных песчаников на 36 % выше, чем сухих (табл. 17). Если влажность угля повысить на 5 % (с 1,29 до 6,28 %), то коэффициенты тепло- и температуропроводности угля увеличатся примерно в 1,7, а теплоемкость возрастет в 1,1 раза (табл. 18).

Таблица 18

Влияние степени увлажнения на показатели свойств угля Кузнецкого бассейна [36]

Влажность угля W , %	Коэффициент температуропроводности $a \cdot 10^{-3}$, $\text{м}^2/\text{ч}$	Коэффициент теплопроводности λ , $\text{ккал}/\text{м} \cdot \text{ч} \cdot \text{град}$	Теплоемкость c , $\text{ккал}/\text{кг} \cdot \text{град}$
1,29	0,358	0,110	0,370
1,85	0,399	0,124	0,388
3,57	0,487	0,142	0,384
5,05	0,534	0,168	0,424
6,09	0,595	0,181	0,416
6,28	0,625	0,187	0,426
6,80	0,675	0,188	0,409
8,26	0,717	0,210	0,437
9,56	0,730	0,220	0,453

С увеличением давления теплопроводность горных пород увеличивается. Так, например, при давлении 700 кГ/см^2 теплопроводность известняков на 22 % выше, чем при нормальном давлении (см. табл. 17).

Зависимость коэффициента линейного теплового расширения от физических свойств пород

Самое высокое абсолютное значение коэффициента линейного теплового расширения зарегистрировано у кварцита. Значение этого коэффициента, как правило, снижается с уменьшением процентного содержания кварца в породах (табл. 19).

На коэффициент линейного теплового расширения пород существенно влияет пористость: с увеличением пористости коэффициент линейного теплового расширения, как правило, уменьшается. Например, для ожелезненного кварцита месторождения Первоуральского динасового завода, имеющего пористость 20 %, коэффициент линейного теплового расширения примерно на 10 % отличается от коэффициента линейного расширения кварцита того же месторождения, не имеющего пористости (см. табл. 14).

Направление слоистости также влияет на коэффициент теплового расширения пород. Коэффициент линейного теплового расширения,

Таблица 19

Зависимость коэффициента линейного теплового расширения пород от содержания кварца

Порода	Температура, °C	SiO ₂ , %	$\beta \cdot 10^{-5}$, град^{-1}	Данные заимствованы из литературы
Микрокварцит (Бакальское месторождение)	225—275	98	1,7	—
Гранит (Ровненское месторождение)	225—275	28,25 22,75	1,5 1,25	—
Кварциты	20—100	98	1,1	[35]
Песчаник	20—100	95	1,0	[35]
Гранит	20—100	25	0,83	[35]
Диорит	20—100	20	0,72	[35]

измеренный параллельно слоистости, может быть в 3 раза выше коэффициента, измеренного перпендикулярно слоистости (см. табл. 15).

Для средних, основных, ультраосновных и осадочных пород коэффициент линейного теплового расширения в диапазоне температур до 300° С, как правило, не превышает значения $1 \cdot 10^{-5} \text{ град}^{-1}$ (табл. 20). С дальнейшим увеличением температуры происходит плавное возрастание коэффициента линейного теплового расширения.

Таблица 20

Значение коэффициента теплового линейного расширения средних, основных, ультраосновных и осадочных пород

Порода	Температура, °C	Среднее значение коэффициента линейного теплового расширения, град^{-1}	Данные заимствованы из литературы
Диабаз (Бакальское месторождение)	150—300	$1,0 \cdot 10^{-5}$	—
Сланец (Бакальское месторождение)	200—300	$0,97 \cdot 10^{-5}$	—
Габбро (Ждановское месторождение)	100—300	$0,62 \cdot 10^{-5}$	—
Перидотит (Ждановское месторождение)	100—300	$0,49 \cdot 10^{-5}$	—
Анделит	20—100	$(7 \pm 2) \cdot 10^{-6}$	[35]
Базальты, габбро, диабазы	20—100	$(5,4 \pm 1) \cdot 10^{-6}$	[35]
Песчаник	20—100	$(10 \pm 2) \cdot 10^{-6}$	[35]
Известняк	20—100	$(8 \pm 4) \cdot 10^{-6}$	[35]
Мрамор	20—100	$(7 \pm 2) \cdot 10^{-6}$	[35]
Сланец	20—100	$(9 \pm 1) \cdot 10^{-6}$	[35]

Как правило, при одинаковом химико-минералогическом составе и пористости коэффициент линейного теплового расширения пород мелкозернистой структуры больше, чем средне- и крупнозернистых (см. табл. 13).

Зависимость тепло- и температуропроводности, теплоемкости и коэффициента линейного теплового расширения горных пород от температуры

Коэффициент теплопроводности чистых (самородных) металлов убывает с возрастанием температуры. Исключение составляет алюминий. Для «чистых» металлов отношение коэффициента теплопроводности к коэффициенту электропроводности при различных температурах остается приблизительно постоянным (закон Видемана-Франца) [30]:

$$\frac{\lambda}{\chi T} = \text{const.}$$

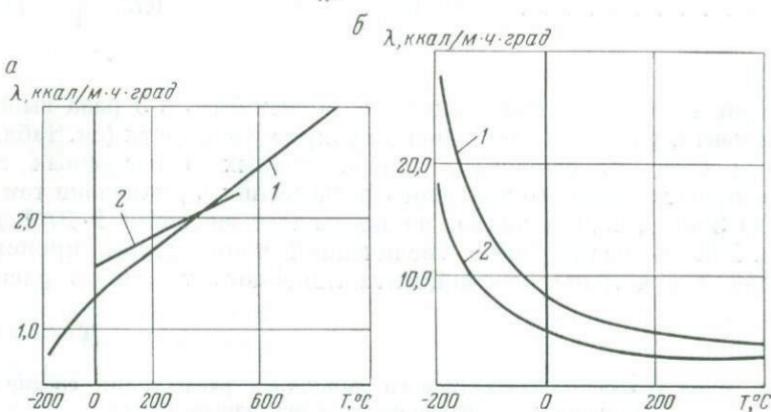


Рис. 28. График зависимости коэффициента теплопроводности минералов от температуры [35]:

а — стекловатая структура: 1 — плавленый кварц; 2 — обсидиан; б — кристаллическая структура: 1 — кварц (\perp оптической оси); 2 — кальцит (\perp оптической оси)

Если λ измеряется в $\text{вт}/\text{см}\cdot\text{град}$, абсолютная температура в $^{\circ}\text{К}$, а χ в $\text{ом}^{-1}\cdot\text{см}^{-1}$, то для «чистых» металлов эта величина колеблется в пределах $2,1-2,8\cdot 10^{-8} \text{ е}^2/\text{град}^2$. Это свидетельствует о близкой физической природе теплопроводности и электропроводности, так как оба явления обусловлены наличием в металлах электронов проводимости (свободных электронов).

Коэффициент теплопроводности полупроводниковых минералов с изменением температуры изменяется по-разному.

На рис. 28 приведены зависимости коэффициента теплопроводности некоторых минералов от температуры.

Установлено, что у минералов стекловатой структуры (рис. 28, а) с повышением температуры коэффициент теплопроводности возра-

стает почти линейно; для минералов кристаллической структуры (рис. 28, б) с повышением температуры коэффициент теплопроводности уменьшается. Характер уменьшения коэффициента теплопроводности носит резкий характер в диапазоне температур до $+200^{\circ}\text{C}$, после чего изменение этого коэффициента, как правило, носит линейный характер. Поэтому в породах, в которых превалирует кристаллическая структура, следует ожидать уменьшение теплопроводности с увеличением температуры.

В породах, характеризующихся плотно-кристаллической структурой (кварциты, гранито-гнейсы и др.), коэффициент теплопроводности с увеличением температуры уменьшается (рис. 29 и табл. 21).

Как правило, коэффициент теплопроводности пород такого типа резко изменяется в пределах температур $200\text{--}250^{\circ}\text{C}$. При более высоких температурах изменение этого коэффициента подчиняется линейному закону

$$\lambda = \lambda_{200^{\circ}} [1 + b(T - 200^{\circ})], \quad (\text{II}, 29)$$

где T — температура, $^{\circ}\text{C}$;

b — температурный коэффициент теплопроводности.

Значение b отрицательно, так как при нагреве теплопроводность уменьшается. Экспериментально установлено, что для кварцитов и гранитоидов $b = 2,8 \cdot 10^{-4}$, а для сланцев и доломита $b = 4,2 \cdot 10^{-4}$.

Передача тепловой энергии у максимально или частично насыщенных водой пористых и проницаемых многофазных пород (водо-, газо- и нефтенасыщенные пески, песчаники, алевролиты, известняки, угли) в основном происходит путем теплопроводности и конвекции заполнителя порового пространства.

В зависимости от температуры заполнитель ведет себя по-разному (табл. 22).

Теплопроводность пород с открытыми порами отличается от теплопроводности пород с закрытыми порами.

В открытых порах происходит движение воздуха (газа) и создаются более благоприятные условия теплообмена, чем в случае, если бы эти поры были заполнены твердой массой даже с большей теплопроводностью, чем у воздуха.

На характер температурной зависимости пористого железистого кварцита, например, влияет наличие пор ($P = 20\%$). Поэтому величина λ остается практически постоянной в широком диапазоне

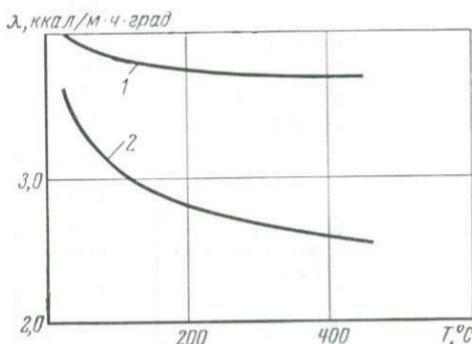


Рис. 29. Зависимость коэффициента теплопроводности горных пород от температуры:
1 — железистый кварцит (Оленегорское месторождение); 2 — доломит (Бакальское месторождение)

Таблица 21

Значения коэффициента теплопроводности пород [35]

Порода	Темпера- тура, °С	Коэффициент теплопровод- ности, ккал/м·ч·град	Теплоем- кость, ккал/кг·град
Гранит	0	3,02	0,192
	50	2,81	—
	100	2,59	—
	200	2,34	0,228
	300	2,12	—
	400	—	0,258
Сиенит	50	1,89	0,17
	100	1,84	0,21
	200	1,79	0,237
Дунит	0	4,46	—
	50	3,78	—
	100	3,4	—
	200	2,92	—
Доломитизиро- ванный изве- стняк	130	1,41	—
	181	1,37	—
	268	1,29	—
	377	1,15	—
Мрамор	118	1,44	0,21
	196	1,29	0,24
	245	1,19	—
	360	0,95	0,271
Кварцитовый песчаник	0	4,9	—
	100	3,82	0,26
	200	3,24	—
Сланец	0	1,65	0,17
	100	1,51	—
	120	1,33	—
	188	1,41	0,24
	304	1,26	0,245

температуру, так как в этом случае передача энергии лучеиспусканiem не превышает передачу тепла путем теплопроводности.

С увеличением температуры до 200° С коэффициент температуропроводности плотных пород, как правило, резко уменьшается. При повышении температуры до 450° С этот коэффициент изменяется более плавно (рис. 30). Уменьшение коэффициента температуропроводности при возрастании температуры до 200° С сопровождается резким уменьшением коэффициента теплопроводности и увеличением коэффициента теплоемкости горных пород (в отношении $a = \frac{\lambda}{cp}$ одновременно уменьшается числитель и увеличивается знаменатель).

Как указывалось выше, зависимость теплоемкости пород от температуры является функцией их минералогического состава.

Зависимость тепловых свойств заполнителя от температуры

Заполнитель	Показатели	Показатели тепловых свойств заполнителя при температуре, °С							
		-73	-23	0	27	127	227	427	627
Лед	$a \cdot 10^{-4}$	—	—	4,71	5,15	6,15	6,05	—	—
Вода	λ c	2,7 0,38	2,4 0,47	0,475 1,0	0,51 0,998	0,59 1,015	0,561 1,1	—	—
Воздух	a λ c	0,037 0,015 0,24	0,047 0,019 0,24	0,064 0,02 0,24	0,08 0,022 0,24	0,135 0,029 0,242	0,2 0,035 0,246	0,35 0,045 0,257	0,51 0,054 0,268

a , $m^2/ч$; λ , $ккал/m \cdot ч \cdot град$; c , $ккал/кг \cdot град$.

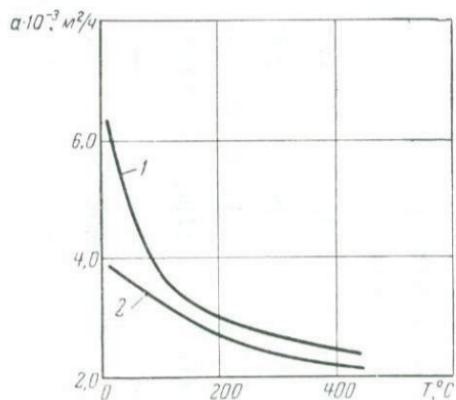


Рис. 30. Зависимость коэффициента температуропроводности горных пород от температуры:
1 — гранит (Ровненское месторождение); 2 — нейритит (Ждановское месторождение)

1 — амфиболов-магнетитовый железистый неокисленный кварцит (Лебединское месторождение); 2 — гранодиорит (Смолинское месторождение)

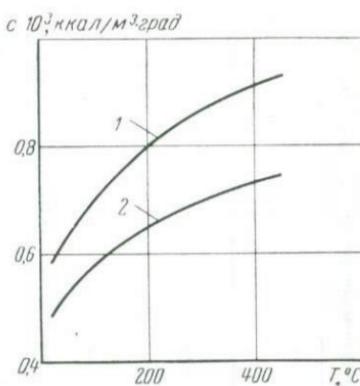


Рис. 31. Зависимость объемной теплоемкости горных пород от температуры:
1 — амфиболов-магнетитовый железистый неокисленный кварцит (Лебединское месторождение); 2 — гранодиорит (Смолинское месторождение)

В табл. 23 приведены зависимости теплоемкостей основных породообразующих минералов от температуры и константы уравнения (II, 18).

С увеличением температуры теплоемкость минералов увеличивается. Особенно резкое увеличение теплоемкости наблюдается в интервале температур от -200 до $+200$ ° С.

С увеличением температуры теплоемкость горных пород также возрастает. На рис. 31 приведены характерные изменения объемной

Значения теплоемкости основных породообразующих минералов

Таблица 23

Минерал	Соединение	c_p (ккал/кг·град), при температуре °C						Константы для уравнения $c_p = 0,239$ $(a + bT - cT^{-2})$, ккал/кг·град		
		-200	0	200	400	800	1200			
Каолинит	$\text{Al}_8\text{Si}_3\text{O}_{18}$	—	0,222	0,244	—	—	—	0,806	0,463	0,0
Барит	BaSO_4	0,047	0,1076	0,12	0,1315	0,1555	—	0,383	0,253	0
Флюорит	CaF_2	0,0525	0,203	0,213	0,222	0,24	0,263	0,798	0,204	0
Доломит	CaMgCO_3	—	0,222 при 60°C	—	—	—	—	—	—	—
Халькопирит	CuFeS_2	—	0,129 при 50°C	—	—	—	—	—	—	—
Арсенопирит	FeAsS	—	0,103 при 55°C	—	—	—	—	—	—	—
Сидерит	FeCO_3	0,056	0,163	—	—	—	—	—	—	—
Гематит	Fe_2O_3	—	0,146	0,189	0,215	0,258	—	0,640	0,420	0,111
Магнетит	Fe_3O_4	—	0,1435	0,1985	0,2222	—	—	0,744	0,340	0,177
Пирит	FeS_2	0,0179	0,1195	0,142	0,165	—	—	0,373	0,466	0
Лед	H_2O	0,156	0,492	—	—	—	—	—	—	—
Микроклин	KAlSi_3O_8	—	0,163	0,227	0,248	0,342	—	0,988	0,166	0,263
Ортоклаз	—	—	0,146	0,226	0,251	0,347	—	0,043	0,124	0,351
Гранат	$\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	—	0,177 при 58°C	—	—	—	—	—	—	—

Магнезит	MgCO_3	0,0385	0,207	—	—	—	—	—	—	—
Пироксен	MgSiO_3	—	0,18	0,246	0,275	—	—	0,973	0,336	0,233
Амфибол	—	0,177	0,246	0,27	0,296	—	1,067	1,483	0,281	—
Оlivин	$\text{Mg}_2\text{Fe}_2\text{SiO}_4$	—	0,189 при 36°C	—	—	—	—	—	—	—
Тальк	$\text{Mg}_3\text{H}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}$	—	0,208 при 59°C	—	—	—	—	—	—	—
Альбит	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$	—	0,1695	0,236	0,26	0,286	—	1,018	0,187	0,268
Галенит	PbS	0,034	0,0496	0,0528	0,0562	—	—	0,188	0,007	0
α -кварц	SiO_2	0,0414	0,167	0,232	0,2695	—	—	0,7574	0,607	0,168
β -кварц		—	—	—	—	0,28	0,3165	0,763	0,383	0
Кассiterит	SnO_2	—	0,0814	0,103	0,115	0,132	—	0,387	0,157	0,007
Циркон	ZrSiO_4	—	0,146 при 60°C	—	—	—	—	—	—	—
Лабрадор	$2\text{Ab} \cdot 3\text{An}$	—	0,196 при 60°C	—	—	—	—	—	—	—
Олигоклаз	$2\text{Ab} \cdot 1\text{An}$	—	0,2035 при 60°C	—	—	—	—	—	—	—
β -графит	C	—	0,152	0,282	0,348	0,45	—	0,932	0,913	0,4077
Алмаз	C	—	0,104	0,253	0,328	0,445	—	0,754	1,067	0,454
Апатит	—	—	0,24	—	—	—	—	—	—	—
Серпентин	—	—	0,227	—	—	—	—	—	—	—
Слюдя (монокри- сталл)	—	—	0,208	—	—	—	—	—	—	—
Асбест	—	—	0,195	—	—	—	—	—	—	—

теплоемкости некоторых пород от температуры. Особенно резкое увеличение теплоемкости наблюдается при температуре до 200° С. При дальнейшем повышении температуры теплоемкость возрастает незначительно.

В табл. 24 для некоторых пород приведены значения констант уравнения (II, 18), подобранных по результатам экспериментов.

На рис. 32 приведено изменение теплоемкости угля в $10^{-5} \text{ ккал}/\text{кг}\cdot\text{град}$

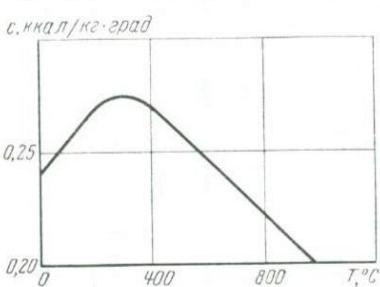


Рис. 32. Зависимость средней удельной теплоемкости тощих углей от температуры [1]

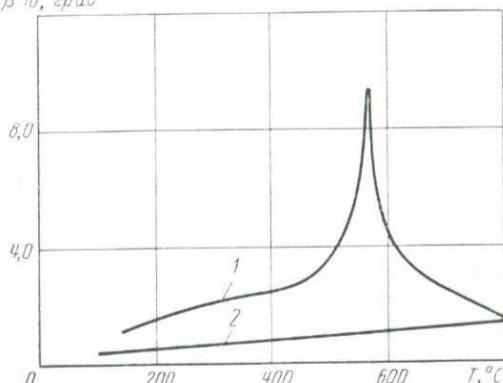


Рис. 33. Зависимость коэффициента линейного теплового расширения горных пород от температуры:

1 — микроварицит (Бакальское месторождение);
2 — габбро (Ждановское месторождение)

Таблица 24

Значения теплоемкости исследуемых пород

Порода	Константы для уравнения $c_p = 0,239 (a + bT - cT^{-2})$, ккал/кг·град			Ошибка в диапазоне температур 18—450°С, %
	a	$10^3 b$	$10^{-5} c$	
Гранит (Шарташское месторождение)	0,964	0,252	0,294	± 13
Гранодиорит (Смолинское месторождение)	0,955	0,29	0,233	± 12
Диабаз (Бакальское месторождение)	0,68	0,5	0,075	± 17
Габбро (Ждановское месторождение)	0,94	0,28	0,23	± 14
Кварцит (Бакальское и Первоуральское месторождения)	0,75	0,6	0,17	± 8
Сланец (Бакальское месторождение)	1,07	0,15	0,3	± 12
Мрамор (среднее из шести проб)	0,823	0,497	0,129	± 9
Глина фарфоровая, каолин	0,607	0,707	0	± 8
Диорит (андезит — 50%, амфибол — 40%, ортоклаз — 9%)	1,024	0,187	0,273	± 11

возрастает и достигает максимума при 270—350° С; при дальнейшем повышении температуры теплоемкость угля уменьшается, приближаясь при 1000° С к теплоемкости графита.

Рассмотрим закономерности изменения размеров минералов при их нагреве. В табл. 25 приведены данные по расширению кристаллов в зависимости от температуры по отношению к размерам при нагреве от 20° С.

Как видно из табл. 25, линейное и объемное тепловое расширение минералов с увеличением температуры возрастает. Размеры горных пород при нагревании также увеличиваются.

Коэффициент линейного теплового расширения горных пород с повышением температур, как правило, возрастает (рис. 33). Для кварцодержащих пород коэффициент линейного расширения имеет максимальное значение в интервале температур 570—650° С. Данный эффект, очевидно, вызван полиморфным превращением α -кварца в β -кварц. В табл. 26 приведены значения термического расширения кварца при различных температурах.

Таблица 25

Отношение термического расширения кристаллов к размерам кристаллов при нагревании от 20° С [35]

Кристалл	Ориентировка по отношению к кристаллическим осям	Расширение кристаллов, %, по отношению к размерам при нагревании до температуры, °С					
		100	200	400	600	800	1000
Ag		0,15	0,35	0,78	1,26	1,8	—
As		0,04	—	—	—	—	—
Au		0,11	0,26	0,57	0,90	1,23	—
Bi	сл. + сл. O. T. P. *	0,15 0,11 0,37	— — —	— — —	— — —	— — —	— — —
C (алмаз)		0,2	0,05	0,11	0,19	—	—
Cu		0,13	0,29	0,64	1,02	1,44	—
Fe (чистое)		0,12	0,25	0,55	0,90	1,19	—
S		0,65	—	—	—	—	—
Zn	сл. + сл. O. T. P. *	0,57 0,14 0,85	1,16 0,39 1,94	— — —	— — —	— — —	— — —

Соединения с галоидами

CaF ₂ (флюорит)		0,16	—	—	—	—	—
KCl (сильвин)		0,27	0,63	1,50	2,54	—	—
NaCl (галит)		0,32	0,74	1,71	2,82	—	—

* Объемное тепловое расширение.

Продолжение табл. 25

Кристалл	Ориентировка по отношению к кристаллическим осям	Расширение кристаллов, %, по отношению к размерам при нагревании до температуры, °С							
		100	200	400	600	800	1000		
<i>Сульфиды</i>									
Ag_3SbS_3 (пирагирит)	сл.	0,02	—	—	—	—	—		
	— сл.	0,16	—	—	—	—	—		
	O. T. P. *	0,34	—	—	—	—	—		
CuFeS_2 (халькопирит)		0,14	—	—	—	—	—		
FeS_2 (пирит)		0,07	—	—	—	—	—		
$\text{Fe}_{10}\text{S}_{11}$ (шпротин)	сл.	0,03	—	—	—	—	—		
	— сл.	0,25	—	—	—	—	—		
	O. T. P. *	0,53	—	—	—	—	—		
PbS (галенит)		0,15	—	—	—	—	—		
ZnS (сфалерит)		0,06	—	—	—	—	—		
HgS (киноварь)	сл.	0,17	—	—	—	—	—		
	— сл.	0,14	—	—	—	—	—		
	O. T. P. *	0,45	—	—	—	—	—		
<i>Оксиды</i>									
Al_2O_3 (корунд)	сл.	0,06	0,13	0,30	0,49	0,69	0,89		
	— сл.	0,04	0,11	0,28	0,46	0,63	0,82		
	O. T. P. *	0,14	0,35	0,86	1,41	1,95	2,53		
Fe_2O_3 (гематит)	сл.	0,06	—	—	—	—	—		
	— сл.	0,06	—	—	—	—	—		
	O. T. P. *	0,19	—	—	—	—	—		
Fe_3O_4 (магнетит)		0,07	—	—	—	—	—		
SnO (кассiterит)	сл.	0,03	—	—	—	—	—		
	— сл.	0,03	—	—	—	—	—		
	O. T. P. *	0,09	—	—	—	—	—		
FeOCr_2O_3 (хромит)		0,05	0,12	0,29	0,46	0,65	0,80		
<i>Карбонаты</i>									
CaCO_3 (арагонит)	a	0,05	0,13	0,33	Превращается в кальцит				
	b	0,11	0,29	0,74	—				
	c	0,20	0,58	1,39	—				
CaCO_3 (кальцит)	O. T. P. *	0,36	1,00	2,48	—				
	сл.	0,17	0,45	1,07	4,80	—			
	O. T. P. *	0,08	0,21	0,60	1,14	—			
CaCO_3 (чистый)	сл.	0,207	0,494	—	—				
	O. T. P. *	0,134	0,322	—	—				
					—				
<i>Сульфаты</i>									
$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (гипс)	b	0,34	—	—	—	—	—		
	O. T. P. *	0,58	—	—	—	—	—		

* Объемное тепловое расширение.

Кристалл	Ориентировка по отношению к кристаллическим осям	Расширение кристаллов, %, по отношению к размерам при нагревании до температуры, °C					
		100	200	400	600	800	1000
<i>Силикаты</i>							
Авгит	⊥ 100	0,03	0,06	0,16	0,29	0,44	0,63
	b	0,08	0,19	0,44	0,72	1,03	1,37
	c	0,04	0,10	0,23	0,36	0,51	0,67
	O. T. P. *	0,15	0,35	0,83	1,37	1,98	2,67
Берилл	сл.	0,007	0,014	—	—	—	—
	⊥ сл.	0,027	0,034	—	—	—	—
	O. T. P. *	0,061	0,079	—	—	—	—
Оlivин	a	0,04	0,10	0,26	0,43	0,58	0,76
	b	0,08	0,18	0,43	0,74	1,04	1,36
	c	0,07	0,18	0,42	0,68	0,92	1,20
	O. T. P. *	0,19	0,46	1,11	1,85	2,54	3,32
Ортоклаз	a	0,12	0,32	0,69	1,08	1,48	1,80
	b	0,06	—	—	—	—	—
	O. T. P. *	0,20	—	—	—	—	—
Циркон	сл.	0,03	0,08	0,20	0,34	0,48	—
	⊥ сл.	0,02	0,05	0,11	0,19	0,28	—
	O. T. P. *	0,07	0,17	0,42	0,73	1,05	—
Мусковит (агрегат)	—	0,03	0,15	0,37	0,66	1,30	1,55
	сл.	0,08	—	—	—	—	—
	сл.	0,06	—	—	—	—	—
	O. T. P. *	0,20	—	—	—	—	—
Турмалин	—	—	—	—	—	—	—
	сл.	—	—	—	—	—	—
	сл.	—	—	—	—	—	—
	O. T. P. *	—	—	—	—	—	—

* Объемное тепловое расширение.

Таблица 26

Термическое расширение кварца (по сравнению с размерами кварца при 20° С)

Температура, °C	Изменение длины кристалла кварца, % в направлении		Изменение объема, %	Темпера- тура, °C	Изменение длины кристалла кварца, % в направлении		Изменение объема, %
	оси с	⊥ оси с			оси с	⊥ оси с	
50	0,03	0,07	0,17	570	0,84	1,46	3,76
100	0,08	0,14	0,36	580	1,03	1,76	4,55
150	0,12	0,22	0,56	600	1,02	1,76	4,54
200	0,18	0,30	0,78	650	1,02	1,76	4,54
250	0,23	0,40	1,03	700	1,01	1,75	4,51
300	0,29	0,49	1,27	750	1,00	1,74	4,48
350	0,36	0,60	1,56	800	0,97	1,73	4,43
400	0,43	0,72	1,87	850	0,94	1,72	4,38
450	0,51	0,87	2,25	900	0,92	1,71	4,34
500	0,62	1,04	2,70	1000	0,88	1,69	4,26
550	0,75	1,29	3,33				

Коэффициент линейного теплового расширения минералов и горных пород, находящихся в жидкоком состоянии (при высоких температурах), в несколько раз больше этого же коэффициента для пород, находящихся в кристаллическом состоянии. Так, например, коэффициент линейного теплового расширения расплавленного диабаза в 4 раза больше этого же коэффициента при температуре 150° и в 2,5 раза больше при температуре 600° С (табл. 27).

Таблица 27

Термическое расширение минералов и пород в жидкоком состоянии
[35]

Минерал, порода	Температура, °С	Термическое расширение $\beta \cdot 10^{-5}$, град^{-1}
Акermanит	1458	5,6
Диабаз	1200	3,8
Базальт	1250	8,2
Диорит	1250	14,0
Плагиоклаз	1480	5,6
Медь	1083	14,3
Железо чистое	1535	14,4
Поваренная соль	804	36,7
Сильвий	776	40,2
Диопсид	1391	6,4

Физико-химические превращения в горных породах при термических воздействиях

Горные породы как многокомпонентные гетерогенные системы представляют собой сложные химические образования. При изменении состояния системы под влиянием внешних воздействий в породах могут происходить различные явления. Например, при нагревании могут создаваться условия для перехода вещества породы из одной фазы в другую или образование новой фазы.

К фазовым переходам относятся разнообразные физические и химические явления: испарение, конденсация, плавление, затвердевание, явления аллотропии и полиморфизма, сегнетоэлектрические и антисегнетоэлектрические, ферромагнитные и антиферромагнитные превращения, переход породы из нормального в сверхпроводящее состояние и обратно. Например, при определенных температурах нагрева внутри горной породы происходят процессы, вызывающие изменение внутренней природы составляющих породу минералов и зачастую глубокие структурные изменения.

Эти изменения могут носить чисто физический характер.

Если в составе пород находятся окисные соединения, то кроме окисления — восстановления и образования сложных соединений наиболее часто возможны полиморфные превращения, связанные

с переходом одной кристаллической формы в другую при изменении термодинамических условий. При этом химическая природа соединений остается неизменной.

Полиморфные превращения могут быть двух типов: обратимые (энантиотропные), для которых характерна устойчивость при определенных температуре и давлении каждой из полиморфных модификаций, и необратимые (монотропные), при которых одна модификация на всем протяжении своего существования вплоть до плавления устойчивее другой.

Все превращения кварца — обратимые.

В табл. 28 приведены минералы с различной модификацией [42].

Таблица 28

Температура перехода из одной модификации в другую

Минерал	Модификация	Температура перехода, °С	Минерал	Модификация	Температура перехода, °С
Корунд Алмаз → гранат	$\alpha \rightarrow \beta$ —	1500—1800 3000	Халькозин Железо Кварц	$\alpha \rightarrow \beta$ $\alpha \rightarrow \gamma$ $\alpha \rightarrow \beta$	91 910 573
Кальцит → → арагонит	—	400 (давление 10 тыс. атм.)			
Пирротин Сера	$\alpha \rightarrow \beta$ $\alpha \rightarrow \beta$	138 95,5			

В других случаях происходит изменение химической природы составляющих породу минералов. При этом они распадаются на более простые химические соединения или, вступая между собой в химические реакции, образуют новые, более сложные вещества (минералы).

Если порода содержит соли, например карбонаты или сульфаты и другие соединения, то в первую очередь могут происходить реакции соединения, разложения (в частности, диссоциация, дегидратация), восстановления и окисления.

Термохимические процессы подразделяют также на обратимые и необратимые. Если, например, происходит термическая диссоциация с выделением газообразной фазы, то процесс необратим, т. е. он протекает в одном направлении при нагревании породы и не воспроизводится при ее охлаждении.

Исследования позволяют получить самые разнообразные, точные и достаточно исчерпывающие сведения о внутриструктуральных процессах, происходящих при превращении. К таким методам относятся: методы, основанные на эффекте Мессбауэра, электроно-, нейтрон-, рентгено- и термография.

Термическая характеристика в виде эталонной термограммы позволяет диагностировать минералы, горные породы, изучать их

строительство и на основе этого определять технологию процесса добычи полезного ископаемого.

На рис. 34, а, б и в приведены термограммы сланца, песчаника и гранодиорита. На термограммах прослеживается эндотермический эффект при температуре около 650°C (начинается примерно с 560°C). Эффект характеризует превращения α -кварца в β -кварц и разложение полевых шпатов (выделение конституционной воды). Свыше

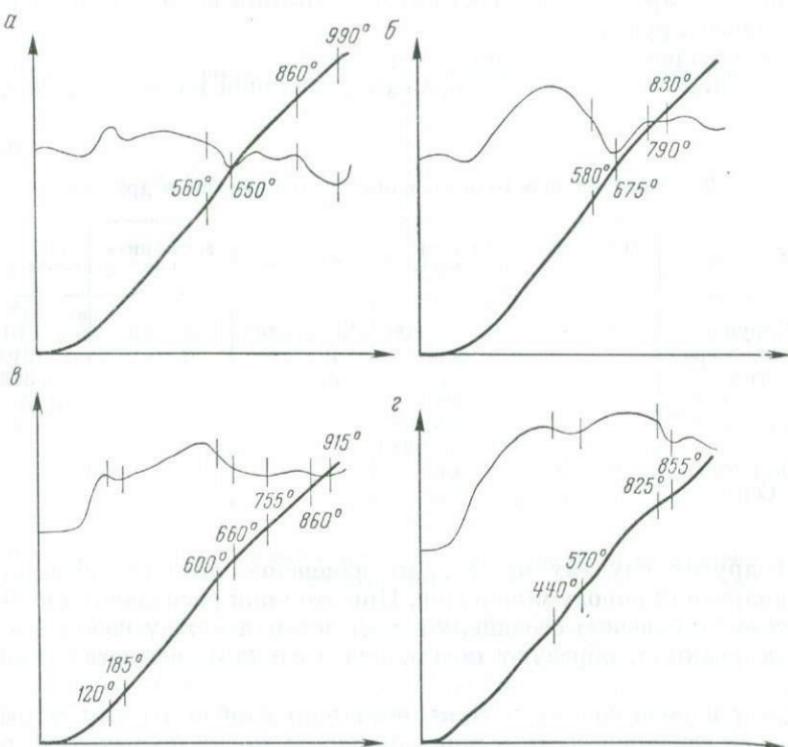


Рис. 34. Термограммы горных пород Алтын-Токтанскоего месторождения:

а — сланец; б — песчаник; в — гранодиорит; г — скарн

900°C прослеживается эндотермический эффект полиморфного превращения SiO_2 .

Увеличение объема породы при 573°C приводит к увеличению термических напряжений, которые сразу же нивелируются вследствие разложения глинистых составляющих.

На рис. 34, г приведена термограмма скарна, на которой отчетливо прослеживаются эндотермический эффект при 570°C (переход α -кварца в β -кварц) и эндотермический эффект при 855°C , связанный, вероятно, с разложением гранатов и пироксенов.

Следовательно, при температуре 570° С росту термических напряжений будет способствовать мгновенное увеличение объема кварцевых зерен на +2,7 %.

В процессе добычи полезного ископаемого большое значение приобретает вопрос управления фазовыми превращениями, которые коренным образом могут изменять картину термических напряжений. Фазовые превращения иногда приводят к уменьшению первоначальных термических напряжений. В некоторых случаях вследствие увеличения объема и упругих свойств пород эти напряжения резко возрастают, как это имеет место, например, при превращениях кварца. Как правило, качественные превращения вещества, связанные с поглощением тепловой энергии, вызывают увеличение термических напряжений. С выделением тепла связаны процессы разложения и разрушения кристаллических решеток. Эти изменения уменьшают термические напряжения.

Любое физико-химическое превращение характеризуется определенной температурой и определенной кинетикой процесса, т. е. скоростью нагрева породы.

При длительном нагреве горных пород имеются объективные условия для их физико-химических превращений.

При нагреве, продолжительность которого измеряется долями секунды (процесс хрупкого термического разрушения пород интенсивными тепловыми потоками), роль фазовых превращений недостаточно ясна.

Ниже приведены некоторые результаты изучения физико-химических превращений кварцодержащих пород и продуктов их разрушения, полученных при термическом бурении.

Химический анализ горных пород и продуктов их термического разрушения. Изучались чистые кварциты Бакальского железорудного месторождения, содержащие до 92% SiO₂, и железистые кварциты Криворожского и Оленегорского месторождений с содержанием 40—50% железа и 50—60% SiO₂.

Кроме исходных горных пород исследованию подвергались продукты разрушения (так называемые «шелушки»), полученные при термическом бурении этих пород.

Во избежание термического воздействия на «шелушки» исходящих горячих газов в процессе термобурения использовался пучок плазмы, которым на поверхности горной породы снимался слой ее толщиной в одну «шелушку». Разрушение проводилось таким образом, чтобы исключить влияние температуры на «шелушки» после их отделения.

Неизменяемость фаз, характерных для исходных пород в результате термического воздействия, была подтверждена рентгенографически.

Термографические исследования горных пород. Термографический анализ проводился на пиromетре Курнакова с автоматической записью в условиях равномерного нагрева приблизительно до температуры 1000° С при скорости нагрева 10—12 град/мин. Некоторые

кривые нагревания или охлаждения для увеличения чувствительности в цепи дифференциальной термопары записывались при $R_{\text{диф}} = 50 \text{ ом}$.

Кривая нагревания образца кварцита Бакальского месторождения, представляющего собой почти чистый кварц, приведена на рис. 35.

На кривой прослеживаются эндотермический эффект с минимумом при температуре 588° С , соответствующий полиморфному превращению α -кварца в β -кварц (которое, по литературным данным, наблюдается при 573° С), и экзотермический эффект с максимумом при температуре 778° С .

Природа этого эффекта пока не выяснена.

Была записана также кривая охлаждения данного образца, при котором наблюдается экзотермический эффект при температуре

560° С , соответствующий эндотермическому эффекту на кривой нагревания (как известно из литературных данных, все полиморфные превращения кварца обратимы).

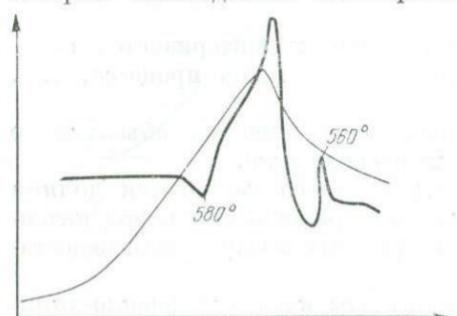


Рис. 35. Термограмма нагревания и охлаждения кварцита (Бакальское месторождение)

записывается как эндотермический эффект на кривой нагревания.

Некоторое различие в температуре полиморфного превращения на кривых нагревания и охлаждения объясняется тем, что при охлаждении температура превращения вследствие запаздывания процесса снижается. Поэтому на кривых нагревания температура полиморфного превращения несколько выше равновесной, а на кривой охлаждения — ниже. Для сравнения была записана кривая нагревания и охлаждения кварца (рис. 36). На этой кривой имеется эндотермический эффект примерно в данной области температур (приблизительно 555° С).

Термограмма железистого кварцита Криворожского месторождения представлена на рис. 37. Образцы кварцита содержат 60—65% кварца и 34—36% железных минералов в виде окисных соединений (магнетит, гематит).

На кривой нагревания видны два термических эффекта: один при температуре 600° С , соответствующий полиморфному превращению кварца (надо полагать, что сдвиг температуры связан с большим содержанием железа в исходном образце), и второй при температуре 790° С , что связано с изменением кристаллической решетки гематита.

Была записана также термограмма образца (рис. 38), полученного после термического бурения железистого кварцита Криворожского месторождения («шешушка»). На кривой нагревания виден раздвоенный эндотермический эффект при температуре 580—620° С.

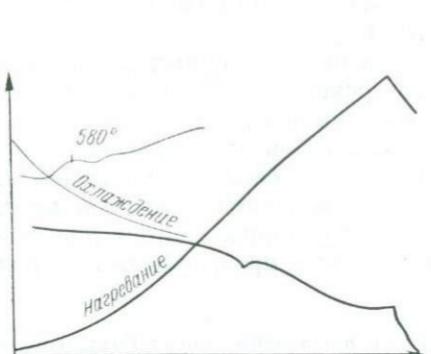


Рис. 36. Термограмма нагревания и охлаждения кварца

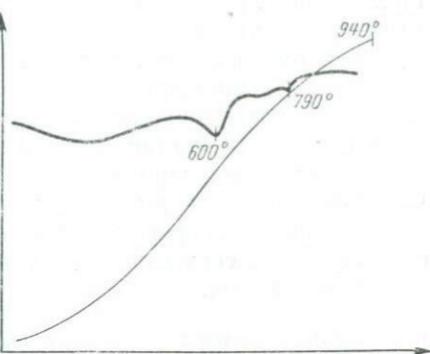


Рис. 37. Термограмма железистого кварцита (Криворожское месторождение)

Термический эффект при 540—600° С воспроизводится на кривой охлаждения, что связано с полиморфизмом кварца. Термический эффект при температуре 750° С соответствует полиморфному превращению окислов железа.

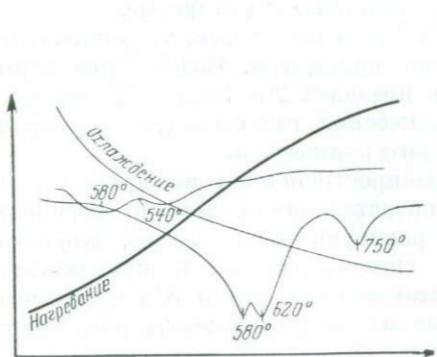


Рис. 38. Термограмма нагревания и охлаждения «шешушки» железистого кварцита

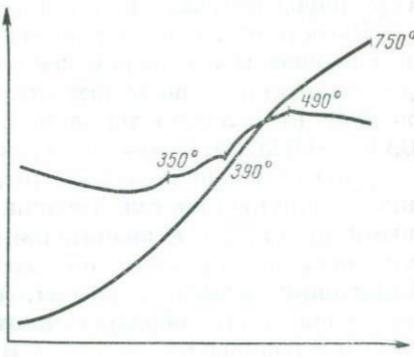


Рис. 39. Термограмма кварцита Олениногорского месторождения

Соответствующая термограмма для железистого кварцита Олениногорского месторождения (см. табл. 30) приведена на рис. 39. Кричка записывалась при сопротивлении в цепи дифференциальной термопары, равном 50 ом.

На кривой нагревания имеются три термических эффекта, два из которых экзотермические при температуре 350 и 750° С и один

эндотермический при температуре 570° С, наблюдаемый на всех изучаемых образцах.

Термический эффект при температуре 350° С соответствует, вероятно, процессу кристаллизации, наблюдавшемуся в железосодержащих окисных рудах в этой области температур, а при 750° С — полиморфизму в кристаллической решетке Fe_2O_3 .

Изучение физико-химических превращений горных пород Бакальского, Криворожского и Оленегорского железорудных месторождений позволяет сделать следующие выводы.

Химический состав основных компонентов исследуемых пород и продуктов их термического разрушения остается постоянным, что подтверждено химическим и рентгеновским исследованиями.

На кривых нагревания и охлаждения обнаруживаются термические эффекты, соответствующие полиморфным превращениям кварца и окислов железа.

Исследование тепловых свойств серных руд и вмещающих пород Роздольского месторождения

Развитие новых геотехнологических методов добычи серы требует тщательного изучения физических свойств серных руд. В настоящее время единственным геотехнологическим методом добычи серы является ее выплавление различными теплоносителями, поэтому для совершенствования технологии добычи серы необходимо знать тепловые параметры руд.

Серные руды Роздольского месторождения по типу вмещающих серу пород подразделяются на известняковые и глинистые.

Известняки, вмещающие серу, обычно массивные, трещиноватые и кавернозные. Каверны заполнены кальцитом. Содержание серы довольно стабильно и находится в пределах 20—30 %. На месторождении преобладает тонкокристаллический тип серы (размер зерен 0,005—0,025 мм) — около 60 % общего количества.

Другая разновидность серы, распространенная на месторождении, — крупнокристаллическая, представленная хорошо ограниченными кристаллами значительных размеров (до 5—7 мм). Крупнокристаллическая сера образует гнезда, линзы и пропластки. Скрытокристаллическая сера, составляющая около 8 % всей серы месторождения, образует плотные на вид включения различной формы и размеров.

Вмещающие породы представлены неосернистыми известняками, гипсоангидритами и ангидритами.

Теплоемкость серы с повышением температуры до 105° С возрастает линейно [39]. В интервале температур 105—115° С наблюдается резкое изменение теплоемкости, связанное с плавлением серы. При дальнейшем нагреве продолжается более медленный рост теплоемкости.

Удельная теплопроводность серы равномерно уменьшается до температуры 95° С (рис. 40), затем она резко падает (в интервале температур 95—115° С).

При более высоких температурах наблюдается слабое возрастание теплопроводности жидкой серы.

Теплопроводность и теплоемкость серных руд, как правило, больше теплопроводности и теплоемкости серы и кальцита. Это объясняется наличием влаги.

Коэффициент линейного теплового расширения серы с повышением температуры возрастает. Значение этого коэффициента у серных руд меньше, чем у чистой серы.

Тепловые свойства кальцита в рассматриваемом диапазоне остаются практически без изменений. Температура оказывает существенное влияние на тепловые свойства серных руд и вмещающих пород.

Анализ экспериментальных данных показывает, что для большинства серных руд наблюдается снижение теплопроводности примерно до температуры $+70^{\circ}\text{C}$ (рис. 41, а). В области температур $80-90^{\circ}\text{C}$ наблюдается максимальное значение теплопроводности, после чего происходит ее резкое падение [43].

Таким образом, изменение теплопроводности серных руд с увеличением температуры отличается от теплопроводности чистой серы. При температуре 90°C возможен переход ромбической серы в моноклинную, поэтому наличие точки максимума на кривой теплопроводности можно объяснить этим полиморфным переходом.

Снижение теплопроводности до точки минимума, очевидно, вызвано высыханием образцов пород, а резкий спад ее при увеличении температуры выше 90° — плавлением серы.

Зависимости теплоемкости большинства серных руд от температуры также в значительной степени отличаются от этих зависимостей для чистой серы (рис. 41, б).

Кривые зависимости теплоемкости от температуры для серных руд состоят из трех участков. До температуры 70°C происходит плавное снижение теплоемкости. В области температур $80-90^{\circ}\text{C}$ наблюдается повышение, а затем снижение теплоемкости. Очевидно, первый участок связан с высыпыванием руды, точка максимума — с полиморфным превращением серы.

Зависимость температуропроводности серных руд от температуры характеризуется в большинстве случаев минимальным значением при температуре 90°C и максимальным — в точке плавления, после чего происходит уменьшение коэффициента температуропроводности (рис. 41, в).

Коэффициент линейного теплового расширения серных руд с увеличением температуры возрастает. Этот коэффициент имеет два

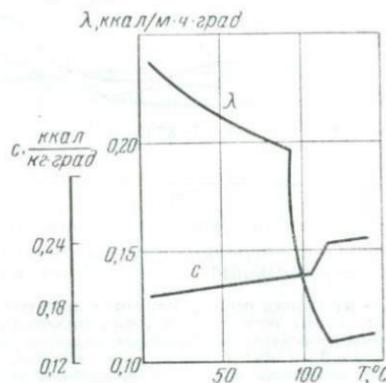


Рис. 40. Зависимость теплоемкости и коэффициента теплопроводности серы от температуры

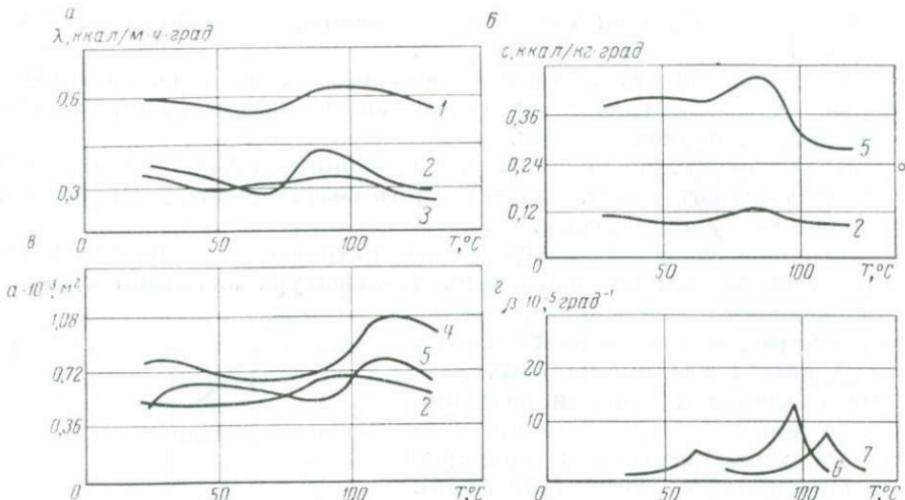


Рис. 41. Графики зависимости от температуры теплопроводности, теплоемкости, температуропроводности и коэффициента линейного теплового расширения серных руд:

1 — известняк серый, осернение прожилкововкрапленное, сера кристаллическая; 2 — известняк серый, осернение тонковкрапленное, наблюдается пропластки глины; 3 — известняк серый полосчатой структуры, толщина слоев известняка до 1,2 см, толщина слоев кальцита и серы 2—5 мм; 4 — известняк рыхлый, глубина залегания 56,3 м; 5 — известняк плотный, сера прожилкововкрапленная, глубина залегания 54,5 м; 6 — известняк трециноватый, осернение тонковкрапленное; 7 — известняк крепкий, осернение тонковкрапленное, наблюдается глинистый материал

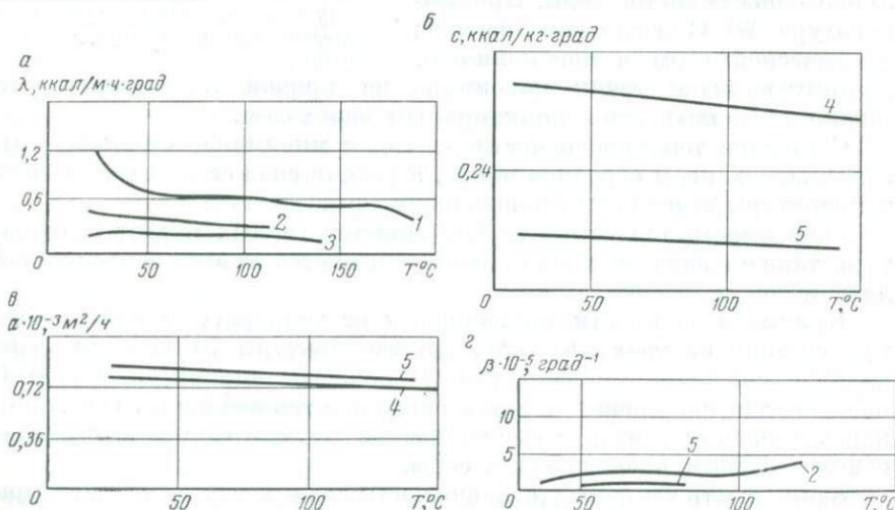


Рис. 42. Графики зависимости от температуры теплопроводности (α), теплоемкости (β), температуропроводности (γ) и коэффициента линейного теплового расширения (δ) вмещающих пород:

1 — известняк неосерненный мелкозернистый с глинистыми прослойками, глубина залегания 41,6 м; 2 — известняк мелкозернистый, глубина залегания 56,7 м; 3 — известняк тонковкрапленный; 4 — неосерненный глинистый известняк; 5 — известняк серый, осернение прожилкововкрапленное, сера кристаллическая

максимума, которые прослеживаются почти на всех образцах руд (рис. 41, *г*). Первый максимум располагается в области 60—70° С, второй — в области 90—110° С, причем второй максимум больше первого.

Теплопроводность и температуропроводность вмещающих пород больше теплопроводности и температуропроводности серных руд.

Температурные зависимости вмещающих пород в отличие от руд не имеют никаких аномальных точек. Как правило, коэффициенты тепло- и температуропроводности, теплоемкости с повышением температуры линейно уменьшаются (рис. 42, *а, б, в*). Коэффициент линейного теплового расширения вмещающих пород плавно возрастает (рис. 42, *г*).

Исследования тепловых свойств серных руд и вмещающих пород Роздольского месторождения позволяют определять оптимальные параметры подземной выплавки серы, рассчитывать зоны аккумуляции тепла и управлять технологией производства.

§ 4.

Примеры использования тепловых свойств горных пород

Изменение тепловых свойств горных пород широко используется при решении различных задач: при термическом разрушении пород, определении параметров процесса теплообмена при подземной выплавке серы.

Термические способы разрушения, как известно, применяются при бурении шпуров и скважин в крепких породах, при вторичном дроблении пород, при проведении выработок в других случаях.

Возможность и эффективность применения этих способов для отбойки крепких пород определяются главным образом их физическими свойствами.

Ниже рассмотрены задачи, связанные с определением условий терморазрушения горных пород и оценкой эффективности.

Обоснование шкалы буримости горных пород при термическом способе

Преимущества термического бурения некоторых весьма крепких горных пород общеизвестны. Однако физическая природа процесса разрушения изучена еще недостаточно.

Изучение процесса разрушения горных пород направленным тепловым потоком сводится в основном к решению задач термоупругости при краевых условиях третьего рода.

Как показывает практика огневого бурения, размер отделяющихся частиц при хрупком разрушении горных пород намного меньше размера пятна нагрева. Поэтому без большой погрешности можно принять, что тепло в полубесконечном стержне распространяется вдоль оси *x* (по нормали к поверхности нагрева породы), что градиент температуры по радиусу пятна нагрева $\frac{\partial T}{\partial z}$ бесконечно мал по сравне-

нию с градиентом $\frac{\partial T}{\partial x}$, что на поверхности породы ($x = 0$) в начальный момент действует источник постоянной мощности q . Следовательно, требуется решить дифференциальное уравнение теплопроводности

$$\frac{\partial T(x, t)}{\partial t} = \frac{a \partial^2 T(x, t)}{\partial x^2}, \quad (\text{II,30})$$

при краевых условиях

$$\frac{\partial T(\infty, t)}{\partial x} = 0; \quad \lambda \frac{\partial T(0, t)}{\partial x} + q = 0, \quad (\text{II,31})$$

где $T(x, t)$ — температура тела в момент t и на расстоянии x от плоскости нагрева;

a, λ — коэффициенты температуро- и теплопроводности.

Исследования показали, что при нагреве полупространства, имеющем место при термическом бурении, с достаточной степенью точности можно принять следующее решение уравнения теплопроводности

$$\theta = 2c \operatorname{Ti} \operatorname{erfc} \frac{1}{2\sqrt{F_{ox}}}, \quad (\text{II,32})$$

где Ti — критерий Тихонова;

$$\operatorname{Ti} = \operatorname{Bi}_x \sqrt{F_{ox}};$$

Bi_x — критерий Био;

$$\operatorname{Bi}_x = \frac{\alpha x}{\lambda};$$

F_{ox} — критерий Фурье;

$$F_{ox} = \frac{\alpha t}{x^2};$$

α, λ, a — коэффициенты теплоотдачи, теплопроводности и температуропроводности;

θ — безразмерная температура;

$$\theta = \frac{\Delta T(x, t)}{\Delta T_3} = \frac{T(x, t) - T_0}{T_3 - T_0};$$

$T(x, t)$ — температура породы в момент t и на расстоянии x от плоскости нагрева;

T_3 — эффективная (средняя) температура струи;

T_0 — начальная температура породы.

Величина c определяет характер теплоотдачи газовой струи породе:

$$c = 1 - 0,5 \frac{\Delta T_u}{\Delta T_3}, \quad (\text{II,33})$$

где $\Delta T_u = T_u - T_0$;

T_u — температура поверхности породы в момент ее разрушения.

Возникновение поля высоких температур обуславливает появление термических напряжений и при определенных условиях приводит к динамическому эффекту в породе.

Механизм разрушения породы можно исследовать методом, который используется при расчетах деформаций и напряжений, возникающих в процессе сварки [38].

Представим, что полубесконечное тело состоит из бесконечного множества продольных стержней горной породы, не связанных между собой¹.

Возникающие в стержне деформации можно определить из уравнения

$$\varepsilon = \beta \Delta T(x, t), \quad (\text{II}, 34)$$

где β — коэффициент линейного теплового расширения горной породы.

Эпюры деформаций (II,34) по форме соответствуют эпюрам $T(x, t)$, хотя их действительная величина выражена другим масштабом.

Рассмотрим действительные деформации, которые могут возникнуть в горной породе. Некоторые стержни полупространства не свободны и связаны между собой. Связь волокна с соседними ограничивает свободу его перемещения при изменении его длины. Действительные деформации не равны возможным, определяемым уравнением (II,34).

Разница между возможными и действительными деформациями определяет напряженное состояние горной породы:

$$\sigma_x = E [\beta \Delta T(x, t) - \Delta], \quad (\text{II}, 35)$$

где σ_x — нормальные напряжения, $\kappa\Gamma/\text{см}^2$;

E — модуль упругости, $\kappa\Gamma/\text{см}^2$.

Знак в скобках указывает на характер напряжения (растягивающие или сжимающие).

Вид функции Δ будем искать в решении дифференциального уравнения вида $\Delta'' - k^2 \Delta = 0$, которое для наших условий имеет вид

$$\Delta = A \exp(-kx), \quad (\text{II}, 36)$$

где A и k — некоторые постоянные величины.

При термобурении порода свободна от внешних связей, поэтому сумма всех внутренних сил и сумма их моментов относительно любой точки должны быть равны нулю, т. е.

$$\int_0^\infty \sigma_x dx = 0; \quad \int_0^\infty x \sigma_x dx = 0.$$

¹ Рассматриваем квазизотропное состояние горной породы. Нагрев породы «реактивной» горелкой не приводит ни к плавлению, ни к потере упругих свойств породы.

Исследования показывают, что решение уравнения (II,36) принимает вид

$$\Delta = c\beta \Delta T_s Ti \exp\left(-\frac{1}{V Fo_x}\right). \quad (II,37)$$

Подставив в выражение найденные значения $\beta \Delta T(x, t)$ и Δ для нормальных напряжений, будем иметь

$$\sigma_z = c\beta E \Delta T_s Ti \left[\exp\left(-\frac{1}{Fo_x}\right) - 2ierfc \frac{1}{2\sqrt{Fo_x}} \right]. \quad (II,38)$$

Анализ уравнения (II,38) показывает, что нормальные напряжения (сжатие) имеют максимальное значение у поверхности нагрева и являются сжимающими. По мере удаления от поверхности напряжения сжатия уменьшаются, переходят в напряжения растяжения (достигают максимума) и при $x \rightarrow \infty$ превращаются в нуль.

Рассмотрим экстремальные значения σ_z :

$$\sigma_{\text{сж}}^{\max} = 0,128c\beta E \Delta T_s Ti. \quad (II,39)$$

Абсциссу точки, в которой имеют место максимальные растягивающие напряжения, можно найти, взяв производную от функции вида (II,38) и приравняв ее к нулю;

$$x = 2,45 \sqrt{at}. \quad (II,40)$$

Тогда

$$\sigma_{\text{раст}}^{\max} = 0,0386c\beta E \Delta T_s Ti. \quad (II,41)$$

Найдем отношение экстремальных значений

$$\frac{\sigma_{\text{сж}}^{\max}}{\sigma_{\text{раст}}^{\max}} = 3,32.$$

Для большинства горных пород предел прочности на сжатие более чем в 3,32 раза превышает предел прочности на растяжение $\frac{[\sigma]_{\text{сж}}}{[\sigma]_{\text{раст}}} \gg 3,32$, поэтому при термобурении растягивающие напряжения быстрее достигнут предела прочности, чем напряжения сжатия.

Однако при определенных условиях разрушение поверхности породы может происходить путем выкрашивания в результате по-перечной деформации или путем сдвига вследствие действия максимальных касательных напряжений, вызванных сжатием.

Исследования показывают, что аналитическое выражение для касательных напряжений имеет вид

$$\tau = c\beta G \Delta T_s \frac{a}{\lambda} B \left[erfc \frac{1}{2\sqrt{Fo_x}} - \exp\left(-\frac{1}{V Fo_x}\right) \right], \quad (II,42)$$

где B — некоторая постоянная величина, определяющая расстояние от центра облучаемой площадки до рассматриваемой точки; G — модуль упругости II рода, $\kappa\text{Г/см}^2$.

Касательные напряжения поверхности равны нулю. По мере удаления от нее в области сжимающих напряжений эти напряжения достигают максимума, затем меняют знак, снова возрастают до максимума и стремятся к нулю при $x \rightarrow \infty$. По абсолютной величине первый максимум намного больше второго, поэтому расстояние от поверхности, где вероятность разрушения больше, определяется из выражения

$$x = 0,66 \sqrt{at}. \quad (\text{II},43)$$

Исследования показывают, что в этом месте температура обнаженной поверхности имеет значительную величину. Следует ожидать, что по мере продвижения забоя она будет повышаться до тех пор, пока не произойдет термический эффект (плавление, диссоциация, дегидратация) горной породы или ее отдельных компонентов.

Ввиду этого можно считать, что действие одних только касательных напряжений отрицательно влияет на эффективность процесса термического бурения.

При разрушении от напряжений разрыва вновь образованная поверхность находится в идентичных условиях с той, которая подвергалась разрушению (температура ее равна начальной температуре породы, напряжение с поверхности исчезает). В случае непрерывного подвода тепла (при работе односопловой горелки) процесс повторяется, в результате чего происходит движение забоя.

Очевидно, что скорость его продвижения

$$v = \frac{h}{t_p}, \quad (\text{II},44)$$

где h — толщина отделяемой частицы («шелушка»);

t_p — время ее отделения от забоя.

Выражая h и t_p через показатели физических свойств породы и параметры струи, получим

$$t_p = \frac{670}{ac^2} \left(\frac{\sigma_p \lambda}{\beta E a \Delta T_s} \right)^2; \quad (\text{II},45)$$

$$h = \frac{63 \sigma_p \lambda}{c \beta E a \Delta T_s}. \quad (\text{II},46)$$

Тогда скорость разрушения породы

$$v = 0,0936 c \frac{\beta E}{\sigma_p c' v} \propto \Delta T_s, \quad (\text{II},47)$$

где c' — объемная теплоемкость горной породы.

Для учета свойств горной породы в выражение (II,47) введен показатель пластичности v , который характеризует отношение работы разрушения к работе упругой деформации.

Выражение (II,47) — приближенное, так как выведено из упрощенной схемы расчета температур и напряжений. Однако оно применимо для качественной оценки процесса.

Шкала буримости горных пород термическим способом

Порода	Критерий термобури- мости P , $\text{см}^3/\text{кал}$	Категория термобу- римости φ	Группа пород	Удельные энерго- затраты, $\text{ккал}/\text{см}^3$
Микрокварцит бакальский	0,191	20		2,1—2,53
Кварцит первоуральский	0,165	17		2,1—2,53
Кварцит безрудный оленегорский (\parallel слоистости)	0,159	16		2,34—2,93
Петматит оленегорский	0,147	15		2,95—3,3
Кварцит безрудный оленегорский (\perp слоистости)	0,145	14		3,0—3,65
Железистый кварцит оленегор- ский (\parallel слоистости)	0,125	13	Хорошо бурымые	3,24—3,65
Гнейс оленегорский (\parallel слоисто- сти)	0,115	12		3,28—4,02
Гнейсовидный гранит смолин- ский	0,111	11		3,74—4,0
Гранит мелкозернистый шарташ- ский	0,104	10		4,2—4,35
Железистый кварцит оленегор- ский (\perp слоистости)	0,102	10		4,42—4,92
Гнейс оленегорский (\perp слоисто- сти)	0,101			4,8—5,05
Гранит мелкозернистый (Ровнен- ское месторождение)	0,0985	10		4,45—5,94
Гранит крупнозернистый (Ровнен- ское месторождение)	0,096	10		5,4—5,96
Гранит крупнозернистый (Шар- ташское месторождение)	0,0945	9		5,74—6,24
Кварцит ожелезненный пористый (Первоуральское месторожде- ние)	0,094	9	Удовле- твori- тельно бурымые	5,26—6,3
Гранит серый (Ровненское место- рождение)	0,094	9		5,4—7,25
Доломит (Бакальское месторож- дение)	0,0755	8		
Гранодиорит (Смолинское место- рождение)	0,065	7		5,72—8,7
Габбро (Ждановское место- рождение)	0,049	5		
Перидотит безрудный (Жданов- ское месторождение)	0,048	5		
Диабаз (Бакальское место- рождение)	0,045	5	Трудно бурымые	
Сланец (Бакальское место- рождение)	0,043	4		
Перидотит оруденелый (Жда- новское месторождение)	0,0435	4		

Температуру поверхности в момент ее разрушения при $x = 0$ можно получить, подставив уравнение (II,45) в выражение (II,32):

$$\Delta T_n = 29,2 \frac{\sigma_p v}{\beta E}. \quad (\text{II},48)$$

Параметр $\Pi = \frac{\beta E}{\sigma_p c' v}$ определяется физическими свойствами породы и характеризует ее термобуримость, т. е. способность к хрупкому разрушению.

Показатели тепловых свойств пород приведены в приложении 2.

Шкала буримости горных пород термическим способом представлена в табл. 29. Величина критерия Π определялась с учетом свойств, взятых при $T_{ep} = \frac{\Delta T_n}{2}$. В табл. 29 приведены также удельные энергозатраты, полученные при экспериментальном бурении пород кислородным и воздушно-огнеструйным термобуром. Результаты экспериментального бурения пород на карьерах приведены в табл. 30.

Таблица 30

Показатели экспериментального бурения взрывных скважин

Порода	Скорость бурения, м/ч		Скорость котлообразования, м/ч	Средний диаметр, мм		Удельные энергозатраты, ккал/см ³
	максимальная	средняя		котлового расширения	скважинны	
Микрокварцит (Бакальское месторождение), $\varphi = 20$	10,5	7	3 (одностадийная проходка)	350	200	1,4
Кварцит (Первоуральское месторождение), $\varphi = 17$	9	6,6	3	340	200	1,5
Оленегорский комплекс пород, $\varphi = 10 - 16$	6-8	4-9	8	400	200	4,3
Железистый кварцит (ЮГОК), $\varphi = 9 - 10$	6	4,6	14	480	200	4,7

Таким образом, теоретически обоснованный и экспериментально подтвержденный критерий термобуримости Π может быть принят за основу при предварительной оценке эффекта термического разрушения породы.

Определение к. п. д. процесса разрушения

Пользуясь критерием термобуримости, можно рассмотреть вопрос о термическом к. п. д. процесса хрупкого разрушения при огневом бурении пород.

Определение к. п. д. процесса хрупкого разрушения породы представляет интерес как для теории, так и для практики бурения, поскольку при этом устанавливаются свойства твердых тел, служащих преобразователями тепловой энергии в механическую.

Термический к. п. д. процесса хрупкого разрушения представим как отношение энергии A , расходуемой на разрушение единицы объема породы, к общей энергии Q :

$$\eta_r = \frac{A}{Q} \cdot 100\%. \quad (\text{II}, 49)$$

Количество тепла, сообщенного породе, определяется из выражения

$$Q = \eta_s \eta_n \frac{G_r H}{V_{ob}}, \text{ ккал}, \quad (\text{II}, 50)$$

где η_s — эффективный к. п. д. передачи тепла от струи к породе;

η_n — коэффициент выделения тепла в камере сгорания;

G_r — количество горючего, котороешло на разрушение объема V_{ob} данной породы, $\text{кг}/\text{м}^3$;

H — теплотворная способность горючего.

Величину A можно определить:

по значениям нагрузки на образец и по его деформациям, взятым с диаграммы разрушения образца данной породы;

по числу «шелушек» в единичном объеме, по их вновь образованной поверхности и по значению критической деформации;

по обратной величине критерия термобуримости Π^{-1} , которая представляет собой энергию, требуемую на разрушение единицы объема данной породы:

$$A = \Pi^{-1} = \frac{\sigma_p c v}{\beta E}, \text{ кал}/\text{см}^3. \quad (\text{II}, 51)$$

Определение A первыми двумя способами связано с некоторыми затруднениями ввиду отсутствия надежных экспериментальных данных. Последний способ позволяет определить величину A по результатам исследований физических свойств горных пород с последующей проверкой данных по буримости.

Влияние термических эффектов горных пород на их терморазрушенность

Устойчивость процесса хрупкого разрушения горных пород при термобурении, как известно, зависит от постоянства разности температуры поверхности породы в момент ее разрушения и первоначальной температуры. Эта разность температур является функцией одних только физических свойств буримой породы:

$$\Delta T = T_n - T_0 = 29,2 \frac{\sigma_p v}{\beta E},$$

где T_n — температура поверхности;

T_0 — начальная температура массива ($T_0 \approx 0-20^\circ \text{C}$).

Процесс бурения будет крайне неустойчив, если температура поверхности разрушаемого слоя превысит температуру, при которой происходит термический эффект породы или отдельных ее составляющих. Исследование физических свойств горных пород и их компонентов, таким образом, имеет большое значение при создании шкалы термобуримости для прогнозирования и расширения области применения высокопроизводительного огневого способа бурения взрывных скважин.

Исследованиями установлены интервалы температуры поверхности горных пород для их хрупкого разрушения на основе изучения физических свойств, а также на основе эксперимента, описанного выше (табл. 31). Характеристика разрушения этих пород приведена ранее (см. табл. 29).

Таблица 31

Температура поверхности пород при термическом бурении

Группа по термобуримости	Порода	Температура поверхности согласно эксперименту, °C	Температура, °C, вычисленная по формуле (II, 48)
1	Кварц, микрокварциты, железистые кварциты	До 350	До 400
2	Гранито-гнейсы	—	400—600
3	Габбро, диабаз, сланец, перидотиты, тальк	—	Свыше 900

Исследование температур плавления пород и минералов производилось по приведенной выше методике.

Результаты исследований приведены в табл. 32. Установлена удовлетворительная сходимость результатов проведенных исследований с литературными данными [35, 37] (приложение 3).

Заметим, что наиболее эффективно разрушаются горные породы, имеющие низкую температуру хрупкого разрушения и сравнительно высокую температуру термического эффекта. К таким породам относится группа кварцитов.

Температура разрушения пород группы гранитоидов близка к температуре термических эффектов составляющих их элементов. Эффективность хрупкого разрушения пород этой группы зависит от процентного содержания минералов с низкой температурой термического эффекта (в основном темноцветные). Поэтому гранитоиды очень чувствительны по разрушению к тепловой энергии и характеру ее подвода.

В породах третьей группы температура поверхности близка, а иногда превышает температуру термических эффектов минералов, составляющих эти породы. Поэтому в этих породах устойчивого направленного хрупкого разрушения трудно ожидать. Для эффективного разрушения пород этой группы, по-видимому, следует искусственно менять условия подвода тепла. Например, предвари-

Температура разложения исследованных минералов и горных пород

Порода, минерал	Темпера- тура, °С	Порода, минерал	Темпера- тура, °С
Гранат	800—850	Полевой шпат	950—1050
Тальк	800—840	Оlivиновый габбро-диа- баз	Более 1000
Пирротин	1000—1100	ГабброЖлановского ме- сторождения	800—900
Хлорит	850—920	Ортоклаз	1170
Эпидот	800—900	Плагиоклаз	Более 1100
Мусковит	850—950	Кальцит	950—1050
Глинистый сланец	900—950	Галенит	1100
Углистый сланец	900—950	Пегматит Олешегорского месторождения	850—900
Темноцветные составля- ющие скарина Алтын-Топ- каны	900—950	Сиенит	850—950
Темноцветные составляю- щие серого гранита ме- сторождения Ровное . . .	700—850	Апатит (Хибины)	Более 1100
Лабрадоровый порфирит	650—700	Серпентин	Более 800
		Диабаз бакальский	Более 1100

тельное охлаждение поверхностного слоя породы (уменьшение T_0) приводит к повышению его хрупкости и, следовательно, к более низким значениям температуры поверхности.

ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ И МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ТЕМПЕРАТУРЫ

§ 1.

Общие сведения об электрических и магнитных свойствах горных пород

Минералы, как известно, представляют собой ионные соединения, в которых ионы связаны в основном силами электростатического притяжения. На величину электростатического поля, удерживающего ионы в кристаллической решетке, влияет любое внешнее воздействие. Это влечет за собой изменение электрических свойств минералов. Таким образом, зная изменение электрических свойств минералов, количественно можно определить внешнее воздействие на них. Следовательно, по изменению электрических свойств минералов и пород, в которые входят данные минералы, можно получить информацию о состоянии пород и минералов в массиве.

С учетом электрических и магнитных свойств минералов создаются электромагнитные способы воздействия на них. Исследования показали, что электромагнитное воздействие позволяет перестроить структуру минералов и изменить в нужном направлении их физические свойства, а также свойства горных пород, в которые эти минералы входят.

Следовательно, если минералы удерживаются в кристаллическом состоянии электрическими силами, то свойства минералов можно изменить этими же силами. Взаимодействие электромагнитного поля с веществом, в частности с минералами, описывается уравнениями Maxwell'a. Для решения задач по уравнениям Maxwell'a необходимо знать следующие показатели электрических и магнитных свойств минералов:

g ($\text{ом} \cdot \text{см}$)⁻¹ — удельную электропроводность [или ρ ($\text{ом} \cdot \text{см}$)] — удельное электрическое сопротивление, величину, обратную g]; ϵ' — относительную диэлектрическую проницаемость (действительную часть комплексной диэлектрической проницаемости); $\epsilon' = \frac{\epsilon_a}{\epsilon_0}$, где ϵ_a — абсолютная диэлектрическая проницаемость, $\phi/\text{м}$; μ — относительную магнитную проницаемость (действительная часть), $gn/\text{м}$.

Под электропроводностью g подразумевается коэффициент пропорциональности между током I и напряжением U в законе Ома

$$I = gU \frac{S}{l}.$$

Под диэлектрической проницаемостью понимается коэффициент пропорциональности между электрическим смещением \bar{D} и напряженностью электрического поля \bar{E} :

$$\bar{D} = \epsilon' \epsilon_0 \bar{E}.$$

Величина ϵ' безразмерная, а значение диэлектрической постоянной для вакуума

$$\epsilon_0 = 8,885 \cdot 10^{-12}, \text{ ф/м.}$$

Под магнитной проницаемостью μ понимается коэффициент пропорциональности между магнитной индукцией \bar{B} и напряженностью магнитного поля \bar{H} :

$$\bar{B} = \mu \mu_0 \bar{H}.$$

Величина μ безразмерная, а значение магнитной постоянной для вакуума

$$\mu_0 = 12,57 \cdot 10^{-5}, \text{ гн/м.}$$

Минералы представляют собой проводники I и II рода, полупроводники и диэлектрики. Проводники I рода — электронные проводники, перенос заряда в которых осуществляется электронами без заметного переноса массы. В проводниках II рода заряды переносятся в основном ионами с заметным переносом массы.

Проводники II рода лишь при высоких температурах имеют высокую проводимость, а при низких и средних температурах — это диэлектрики, так как характеризуются весьма малой проводимостью.

Полупроводниковые и диэлектрические минералы обладают смешанной ионно-электронной проводимостью, т. е. заряды в них переносятся как ионами, так и электронами, однако в полупроводящих минералах даже при высоких температурах заряды переносятся в основном электронами. Чтобы знать, относится ли данный минерал к диэлектрикам или полупроводникам, необходимо определить род носителей заряда (ионы или электроны), их подвижность и число в единице объема (плотность), а также величину запрещенной зоны.

Горные породы, состоящие из одних только полупроводниковых минералов, называются полупроводящими, а породы, которые состоят только из диэлектрических минералов, — диэлектрическими. Электрические свойства пород, состоящих из диэлектрических полупроводящих и проводниковых минералов, неоднородны. Последняя группа пород довольно многочисленная, а первая встречается сравнительно редко. Группа диэлектрических пород распространена весьма широко.

Диэлектрические минералы и породы имеют сравнительно невысокую относительную диэлектрическую проницаемость (5—10); поупроводниковые минералы и породы имеют высокую относительную диэлектрическую проницаемость (более 10). Неоднородные породы имеют более высокую диэлектрическую проницаемость, причем величина ее зависит от содержания в ней проводниковых и поупроводниковых минералов.

В зависимости от магнитных свойств минералы бывают диамагнитными ($\mu < 1$) и парамагнитными ($\mu > 1$). Магнитная проницаемость парамагнитных минералов приблизительно равна единице. Эти минералы, а также породы, состоящие из них, по магнитным свойствам почти не отличаются от вакуума. Магнитная проницаемость ферромагнитных минералов $\mu > 1$ (до 2), но их число невелико. Наиболее известные магнетит, титаномагнетит и пирротин. Горные породы, в которые входят ферромагнитные минералы в достаточном количестве, имеют магнитную проницаемость $\mu > 1$, причем величина μ зависит от содержания ферромагнетика в породе.

Для получения информации о состоянии породы по величине изменения того или иного физического свойства необходимо прежде всего изучить характер влияния внешнего воздействия на изменение этого свойства.

Для электромагнитного воздействия на породу необходимо знать, как и насколько можно изменить то или иное электрическое или магнитное свойство при том или ином внешнем воздействии.

Наиболее сильное воздействие на электрические и магнитные свойства минералов и горных пород оказывает температура. Изменяя температуру породы, можно изменить ее электрические и магнитные свойства до определенной величины.

Электрические и магнитные свойства используются при контроле за состоянием массива горных пород, определении содержания полезного компонента в породе, разделении породы на компоненты, для подвода электромагнитной энергии к породе и т. д. Поскольку электромагнитная энергия сравнительно дешева и весьма удобна в практическом использовании, то очевидно, что электрические методы контроля и воздействия на горные породы будут широко использоваться и интенсивно развиваться. В следующих параграфах рассматриваются методы и результаты исследования электрических и магнитных свойств, а также даются примеры использования этих свойств в технологии добычи полезных ископаемых.

§ 2.

Методы исследования электрических и магнитных свойств минералов и горных пород

Для исследования электрических и магнитных свойств горных пород в зависимости от температуры используются в основном известные методы с некоторыми изменениями, учитывающими струк-

туру и текстуру породы, а также стандартные приборы со специальными изготавленными приспособлениями для установки образцов. Ниже рассмотрены методы исследования электрических и магнитных свойств горных пород в температурном и силовом полях.

Исследование электропроводности минералов и горных пород

Измерение электропроводности (или электрического сопротивления) минералов и горных пород на низких частотах электромагнитного поля производится в основном двухэлектродным и четырехэлектродным способами.

Четырехэлектродный способ измерения заключается в том, что образец подключается в цепь напряжения источника (рис. 43) при помощи токовых электродов, а напряжение на некотором участке образца измеряется зондовыми электродами. При этом способе ток

измеряется в цепи токовых электродов, а напряжение — в цепи зондовых электродов; при этом исключается влияние переходного сопротивления контактов на точность измерения сопротивления образца. Измерение напряжения на зондовых электродах производится высокомомным вольтметром. Входное сопротивление вольтметра должно быть на два порядка выше сопротивления образца между зондами для исключения утечки тока через прибор. При выполнении указанного условия погрешность измерения сопротивления может быть доведена до 1%.

Удельное сопротивление образца вычисляется по формуле

$$\rho = \frac{U}{I} \cdot \frac{S}{l}, \quad (\text{III}, 1)$$

где U — напряжение на зондах, в;

I — ток, протекающий через образец, а;

S — площадь поперечного сечения образца, см²;

l — расстояние между зондами, см.

Таким образом, сопротивление образцов можно измерять до 10^5 — 10^6 ом. Образцы должны быть однородными. Если образцы неоднородны, то характер распределения электрического поля в них весьма сложный и результат измерения зависит от расположения зондовых электродов на образце.

Измерять сопротивления этим способом затруднительно: зонды должны быть выполнены из неокисляющихся проводников, материал которых не вступает в реакцию с материалом образцов; во время измерения контакты с образцом должны быть стабильными.

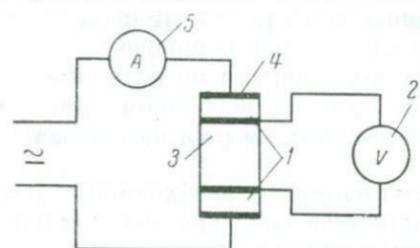


Рис. 43. Схема измерения электропроводности четырехэлектродным методом:

1 — зондовые электроды; 2 — высокомомный вольтметр; 3 — образец; 4 — токовые электроды; 5 — амперметр

Надежность измерения сопротивления может быть доведена до 1%. Удельное сопротивление образца вычисляется по формуле

Двухэлектродный способ измерения электропроводности заключается в том, что образец подключается к цепи источника при помощи токовых электродов, напряжение в цепи образца измеряется непосредственно (рис. 44). Входное сопротивление вольтметра должно быть на два порядка выше сопротивления образца. Для исключения поверхностной проводимости на образец накладывается охранное заземленный электрод (охранное кольцо). Электроды пришлифовываются к образцу или наносятся методом распыления в вакууме. Электроды должны быть изготовлены из неокисляемого материала. Если интервал температур невысок, то в качестве электродов используют серебро, золото, платину или медь. Для исследования сульфидных минералов и пород использовать серебро нельзя, так как при высоких температурах оно реагирует с образцом.

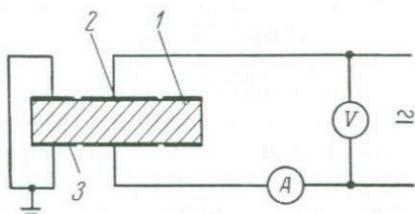


Рис. 44. Схема измерения электропроводности двухэлектродным методом:

1 — образец; 2 — токовые электроды; 3 — охранное кольцо

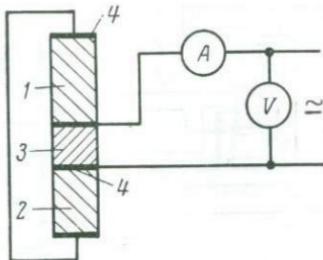


Рис. 45. Схема измерения сопротивления образцов без специальных изоляторов:

1 и 2 — «изолирующие» образцы; 3 — измеряемый образец; 4 — электроды

Двухэлектродный метод проще, но менее точен по сравнению с четырехэлектродным. Ошибки, вызванные переходным и объемным сопротивлениями зарядов в образце, могут достигать 50% и более. При высокотемпературных измерениях они снижаются, и практически оба метода дают одинаковые результаты. При измерении сопротивления двухэлектродным способом можно использовать подходящие омметры. Удельное сопротивление вычисляется по формуле

$$\rho = \frac{RS}{l}, \quad (\text{III}, 2)$$

где R — сопротивление образца, ом ;

l — длина образца, см .

В обоих случаях образец зажимается специальным зажимом между изоляторами. Сопротивление изолятора при любой температуре должно быть на два порядка выше сопротивления образца, так как при этом устраняется утечка тока через изолятор. В качестве изолятора может применяться слюда (мусковит). Если для данного образца нет подходящего изолятора, то в качестве изолятора можно использовать материал образца. Измерение сопротивления в этом случае производится по схеме, представленной на рис. 45. Если

сопротивление изолирующих пластинок на две-три порядка выше сопротивления образца, то в таком случае измеряется сопротивление образца. Если эти сопротивления соизмеримы, то сопротивление образца вычисляется по формуле

$$R_3 = \frac{(R_1 + R_2) R_{\Pi}}{R_1 + R_2 - R_{\Pi}}, \quad (\text{III},3)$$

где R_1 , R_2 — сопротивления изолирующих пластин;
 R_{Π} — сопротивление цепи.

Для установления зависимости температуры от сопротивления образец устанавливается в термостат, из которого выводятся про-

вода, подводящие напряжение к образцу; провода должны быть тщательно изолированы от корпуса термостата. Температура в термостате измеряется термометрами или термопарами (рис. 46). Температура в термостате изменяется путем изменения напряжения в нагревателе. Скорость измерения температуры должна быть такой, чтобы образец успевал прогреться до одной и той же температуры. При выполнении этих условий точность измерений может быть равна точности используемых приборов.

У образцов с монокристаллической структурой необходимо учиты-

вать оси симметрии. При изготовлении образцов из пород необходимо учитывать их текстуру и структуру — образец должен содержать не менее одной структурной ячейки; например, полиминеральные образцы должны включать зерна всех минералов, составляющих породу. Число зерен по всем направлениям должно быть одинаковое.

Для исследования зависимости электропроводности минералов и пород от величины напряженности электромагнитного поля применяется та же аппаратура и те же методы измерения, что и при измерении температурной зависимости. В этом случае источник напряжения должен давать плавно изменяющееся по величине напряжение, что позволяет изменять напряженность поля в образце в широких пределах.

При исследовании зависимости электропроводности образцов от величины их деформации используется двухэлектродный способ.

Исследование зависимости электропроводности минералов и пород от частоты электромагнитного поля производится совместно с исследованием зависимости диэлектрической проницаемости от частоты.

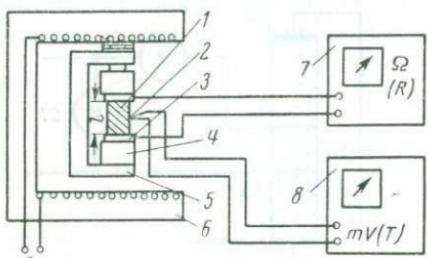


Рис. 46. Схема установки для исследования зависимости электрического сопротивления минералов и горных пород от температуры (двуэлектродный метод):

1 — образец; 2 — термопара; 3 — электрод; 4 — изолятор; 5 — зажим; 6 — термостат; 7 — омметр; 8 — пиromетр

Определение рода носителей тока

Носителями тока в минералах и породах могут быть ионы и электроны, так как минералы в основном представляют собой ионные соединения. Ток, протекающий по минералу, выражается формулой

$$I = nqv, \quad (\text{III},4)$$

где n — число зарядов в единичном объеме минерала (плотность заряда), $1/\text{см}^3$;

q — величина заряда, κ ;

v — скорость заряда, $\text{см}/\text{сек}$;

E — напряженность электрического поля, в/см .

Ток, протекающий по породе, определяется по формуле

$$I = nqx E, \quad (\text{III},5)$$

где x — подвижность заряда, $\text{см}^2/\text{в}\cdot\text{сек}$.

Из формулы (III,4) видно, что электропроводность минерала зависит от числа зарядов, плотности, величины заряда и его подвижности:

$$g = nqx. \quad (\text{III},6)$$

Вследствие малой массы электрона электронная проводимость не сопровождается заметным переносом массы. Ионная проводимость, напротив, сопровождается переносом массы согласно закону электролиза Фарадея:

$$M = \frac{AIt}{Fz}, \quad (\text{III},7)$$

где F — число Фарадея ($F = 96\,496 \kappa$);

A — атомный вес иона, ε ;

z — валентность иона.

Носителями тока в минералах могут быть ионы различных элементов (ионы одного знака или разных). Минералы в большинстве случаев являются сложными соединениями, поэтому в переносе заряда участвуют также электроны. Таким образом, в минералах и породах проводимость в основном ионно-электронная. Для установления рода носителя тока используют закон Фарадея. Если минерал представляет собой простое соединение, состоящее из двух элементов, то под действием электрического поля движется обычно один из ионов, имеющий меньший ионный радиус. В этом случае характер проводимости устанавливается следующим образом: минерал разделяется на три образца, из которых составляется цепь. Два крайних образца перед опытом взвешиваются вместе с электродами. Затем по этой цепи пропускается постоянный ток и определяется, какое количество электричества прошло по цепи (в кулонах). Затем образцы взвешиваются, причем крайние образцы взвешиваются вместе с электродами. Если вес образца, прилегающего

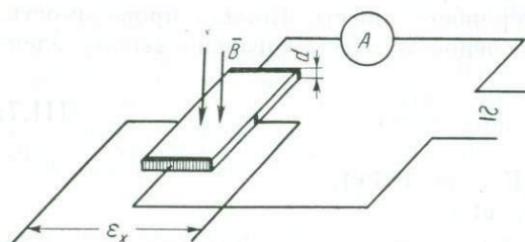
к аноду, увеличился, то, следовательно, перенос заряда в минерале осуществляется отрицательными ионами. В этом случае вес образца, прилегающего к катоду, уменьшается на ту величину, на которую увеличился образец, прилегающий к аноду. По изменению веса устанавливается, какой ион переносит заряд, а из закона Фарадея определяется доля ионного тока, т. е. соотношение ионной и электронной проводимости.

Если движутся ионы обоих знаков, то между вторым и третьим образцами ставятся тонкие пластиинки, не пропускающие данный ион. В остальном методика определения доли ионного тока такая же. При изменении температуры характер проводимости резко изменяется: при повышении температуры начинают двигаться оба иона, причем количественное соотношение между долями тока, переносимыми ионами, также изменяется при изменении температуры. Это значит, что данные измерения следует проводить при постоянной температуре образцов.

Определение плотности и подвижности носителей тока

Для определения плотности и подвижности носителей тока в минералах используется эффект Холла (рис. 47).

Э. д. с. Холла, как известно, определяется из выражения



$$\bar{\varepsilon}_x = \frac{1}{qn} |\bar{B}I|, \quad (\text{III},8)$$

где $\frac{1}{qn} = R_x$ — постоянная Холла.

В скалярной форме ε_x Холла выражается формулой

$$\varepsilon_x = \frac{d}{qn} BI, \quad (\text{III},9)$$

Рис. 47. Схема измерения э. д. с. Холла:

ε_x — э. д. с. Холла; d — толщина образца; \bar{B} — вектор магнитной индукции

где d — толщина пластиинки исследуемого минерала.

Знак постоянной Холла определяет характер проводимости: при $R_x > 0$ проводимость дырочная, или положительными ионами; при $R_x < 0$ проводимость электронная, или отрицательными ионами. Если проводимость смешанная, то знак постоянной Холла определяет знак преобладающей проводимости. Значение R_x позволяет определить плотность носителей тока n и далее по величине проводимости — подвижность носителей тока

$$x = gR_x. \quad (\text{III},10)$$

Измерение производится следующим образом: токовые электроды располагаются на всю ширину пластиинки минерала, и на них по-

дается постоянное напряжение. Один холловский электрод устанавливается на пластинке жестко, а второй перемещается так, чтобы при отсутствии магнитного поля тока в холловской цепи не было. Далее включается электромагнит и определяется э. д. с. Холла. Если указанным способом утечку тока в силовой цепи устраниить не удается, то изменение э. д. с. Холла определяется по изменению величины магнитного поля:

$$\Delta \varepsilon_x = IR_x d (B_2 - B_1) = \varepsilon_{x_2} - \varepsilon_{x_1}. \quad (\text{III},11)$$

Затем вычисляется постоянная Холла

$$R_x = \frac{\Delta \varepsilon_x}{I (B_2 - B_1) d}. \quad (\text{III},12)$$

В большинстве случаев э. д. с. Холла имеет малое значение, поэтому можно применять метод двух токов (рис. 48). [44] В холловскую цепь последовательно с измерительным прибором включается переменное сопротивление ρ . Э. д. с. Холла измеряется после измерения токов I_1 и I_2 при переменном сопротивлении в цепи Холла соответственно ρ_1 и ρ_2 .

Э. д. с. Холла вычисляется по формуле

$$\varepsilon_x = \frac{I_1 I_2 (\rho_1 - \rho_2)}{I_1 + I_2}. \quad (\text{III},13)$$

При постоянном напряжении в силовой цепи измерения производятся при двух полярностях. Затем вычисляется среднее значение э. д. с. Холла.

Исследование диэлектрической проницаемости минералов и горных пород

Методы измерения диэлектрической проницаемости зависят от диапазона частот электромагнитного поля, причем для охвата значительного диапазона частот, например от 0 до 10^9 Гц, необходимо использовать не менее пяти-шести различных приборов. При этом измерения производятся тремя-четырьмя методами. Поскольку каждый метод дает различные ошибки, то при большом диапазоне частот трудно бывает связать полученные результаты. Рассмотрим наиболее применимые методы измерения диэлектрической проницаемости в различных диапазонах частот.

Низкие частоты. При низких частотах (от 0 до 10^3 Гц) используются мосты различных типов, например мост Сотти (рис. 49). Измеряемый конденсатор, где в качестве диэлектрика используется

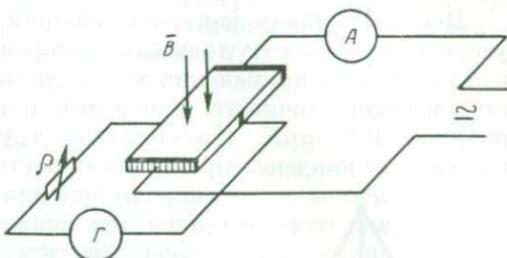


Рис. 48. Схема измерения э. д. с. Холла методом двух токов:

ρ — переменное сопротивление; Γ — гальванометр

исследуемый минерал или порода, включается в одно из плеч моста, мост уравновешивается сопротивлениями R_1 и R_2 . В уравновешенном состоянии индикатор показывает отсутствие тока в цепи. Емкость измеряемого конденсатора вычисляется по формуле

$$C_x = C \frac{R_2}{R_1}, \quad (\text{III},14)$$

где R_1 и R_2 — переменные уравновешивающие сопротивления; C — эталонный конденсатор.

Мост позволяет измерять емкости более $20 \mu\text{F}$, причем при увеличении емкости точность измерений возрастает. Погрешность измерений при применении моста достигает $10-15\%$. Для достижения высокой точности измерений емкость должна иметь пределы порядка $10^3 \mu\text{F}$. Практически трудно изготовить образцы из породы для конденсатора такой емкости при условии, чтобы образец

породы был однородным. Если в качестве индикатора использовать осциллограф, то погрешность измерений даже при малой емкости может быть доведена до 5% .

Диэлектрическая проницаемость образца породы вычисляется по формуле для плоского конденсатора

$$\epsilon' = \frac{C_x d}{S \epsilon_0}, \quad (\text{III},15)$$

где ϵ' — относительная диэлектрическая проницаемость исследуемого образца;

C_x — емкость измеряемого конденсатора с образцом, ϕ ;

d — толщина образца, m ;

S — поверхность образца, m^2 ;

ϵ_0 — диэлектрическая постоянная вакуума ($\epsilon_0 = 8,885 \cdot 10^{-12} \phi/m$).

Рис. 49. Схема моста для измерения емкости:

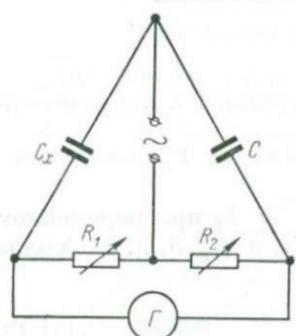
C_x — измеряемая емкость;
 R_1 и R_2 — сопротивления
 плеч моста; Γ — индикатор
 (галванометр)

При исследовании зависимости диэлектрической проницаемости пород от температуры измеряемый конденсатор помещается в термостат. Температура в термостате изменяется с такой скоростью, чтобы образец прогревался равномерно. Схема этого эксперимента подобна схеме, изображенной на рис. 47, где вместо омметра используется прибор для измерения емкости.

Средние и высокие частоты. При средних и высоких частотах (от 10^3 до 10^8 гц) используются резонансные методы измерения диэлектрической проницаемости.

Резонансный метод измерения емкости заключается в следующем (рис. 50).

Колебательный контур настраивается в резонанс с колебаниями генератора при помощи конденсатора переменной емкости. При этом



в контуре возникает резонанс напряжения, что регистрируется по показанию вольтметра, включенного в контуре: стрелка прибора в момент резонанса отклоняется на максимальную величину. Во время резонанса регистрируют значение емкости переменного конденсатора C_1 и показания прибора Q_1 . Затем конденсатор с исследуемым образцом, который используется здесь в качестве диэлектрика, подключают к контуру куметра параллельно переменному конденсатору. При этом контур выходит из состояния резонанса. Для настройки контура в резонанс необходимо уменьшить емкость переменного конденсатора на величину емкости измеряемого конденсатора. При получении резонанса регистрируют значение емкости переменного конденсатора C_2 и показания прибора Q_2 . Очевидно, емкость исследуемого конденсатора равна

$$C_x = C_1 - C_2. \quad (\text{III},16)$$

Показания прибора Q в резонансе зависят от величины сопротивления конденсатора — чем больше сопротивление конденсатора, тем больше Q и тем продолжительнее он держит заряд. Поэтому величина Q называется добротностью конденсатора (точнее диэлектрика, заполняющего конденсатор). Величина $\operatorname{tg} \delta = 1/Q$ определяет долю потерь электромагнитной энергии в диэлектрике, т. е. $\operatorname{tg} \delta$ есть отношение количества энергии, поглощенной диэлектриком, к количеству энергии, прошедшей через диэлектрик.

Величина $\operatorname{tg} \delta$ определяется из формулы

$$\operatorname{tg} \delta = \frac{Q_1 - Q_2}{Q_1 Q_2} \cdot \frac{C_1}{C_1 - C_2}. \quad (\text{III},17)$$

Вольтметр куметра градуируется в единицах добротности. Продолжая измерения на куметре, следует учитывать возможные погрешности. Схема измерительного конденсатора представлена на рис. 51.

Для снижения емкости края конденсатора необходимо выдержать следующее соотношение: $10d^2 \ll S$. Кроме того, толщина обкладки конденсатора должна быть намного меньше толщины исследуемого образца. Для устранения емкости края можно применять охранное кольцо.

Емкость зазора между исследуемым образцом и обкладкой C_2 устраивается плотным прижатием обкладки или напылением на образец слоя металла в вакууме. В этом случае $C_2 = 0$. Омическое сопротивление образца учитывается при определении $\operatorname{tg} \delta$.

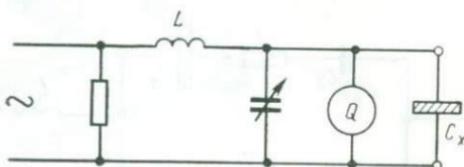


Рис. 50. Резонансная схема измерения емкости:

L — сменная индуктивность; C_x — измеряемая емкость

Погрешности, связанные с использованием соединительных проводов, вычисляются и учитываются при измерениях. Если провода короткие, то этими погрешностями пренебрегают. Схема распределения напряжения в конденсаторе [45] представлена на рис. 52. При таком распределении напряжения радиус обкладки конденсатора не должен превышать

$$r \leq 3,8 \cdot 10^{-2} \frac{\lambda}{\sqrt{\epsilon}}, \quad (\text{III}, 18)$$

где λ — длина волны, см;

ϵ — диэлектрическая проницаемость исследуемого вещества.

Обычно точность измерений емкости куметром составляет 5%, точность измерения $\operatorname{tg} \delta$ — 10%.

Сверхвысокие частоты. Для исследования диэлектрической проницаемости при высоких и сверхвысоких частотах (свыше 200 МГц) применяются объемные резонаторы открытого типа (в виде двухпроводной линии). Толщина образцов составляет 0,1—0,3 мм (чем тоньше образец, тем

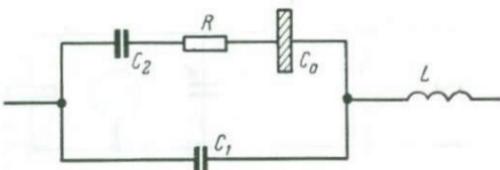


Рис. 51. Эквивалентная схема измерительного конденсатора:

C_0 — емкость исследуемого конденсатора; C_1 — емкость края конденсатора; L — индуктивность соединительных проводов

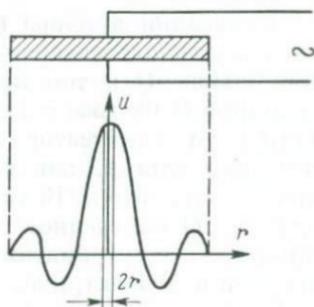


Рис. 52. Схема распределения напряжения в конденсаторе

точнее измерение). Образец изготавливается в виде диска диаметром 9 мм с двумя вырезами по диаметру для пропуска проводов линии. Диэлектрическая проницаемость измеряется по методу И. А. Эльцина [46]. Исследования показали, что данный метод дает значительные ошибки (до 20%) в определении диэлектрической проницаемости, которые невозможно устранить. Метод измерения диэлектрической проницаемости в коаксиальной линии [47] более точен. Для измерения ϵ и $\operatorname{tg} \delta$ могут быть использованы измерительные линии ЛИ-3 и ЛИ-4. Линия ЛИ-3 позволяет измерять диэлектрическую проницаемость до 700 МГц.

Для определения диэлектрической проницаемости образец помещают в пучность электромагнитной стоячей волны. Для короткого замыкания линии используется поверочная труба с подвижным замыкающим поршнем, входящая в комплект линии. Образцы, имеющие вид шайб толщиной до 5 мм, вставляются в коаксиальный разъем линии, куда затем подключается поверочная труба. Первый

узел стоячей волны находится в измерительной линии, и измерения проводятся обычным способом. Точность измерений зависит от частоты, т. е. от длины волны в линии. При частотах до 600 Мгц ошибки измерений не превышают 10%.

Для измерения диэлектрической проницаемости на линии ЛИ-4 должна быть изготовлена специальная измерительная коаксиальная линия с прорезью по образующей для зонда (рис. 53). Эта коаксиальная линия подключается к линии ЛИ-3, от которой используется

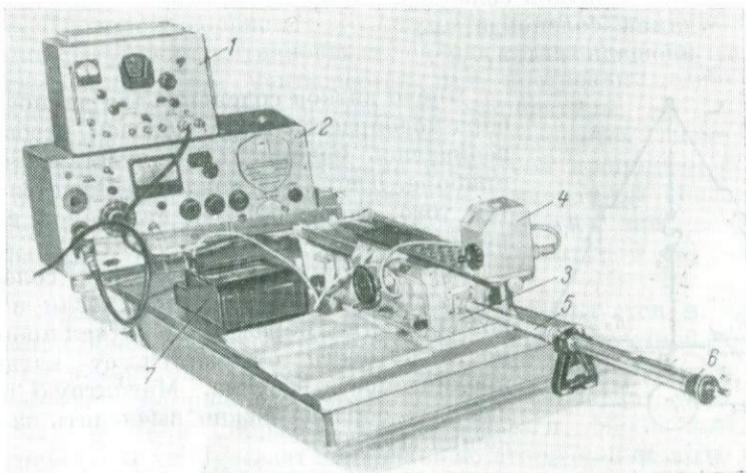


Рис. 53. Общий вид установки для измерения ϵ и $\operatorname{tg} \delta$ на высоких и сверхвысоких частотах:

1 — сверхвысокочастотный генератор (2000—3000 Мгц); 2 — генератор высокой частоты (1000—2000 Мгц); 3 — линия ЛИ-3; 4 — индикаторная головка; 5 — коаксиальная линия с образцом; 6 — винт для перемещения закорачивающего поршня; 7 — микроамперметр

только измерительная головка. Сама линия служит направляющей для измерительной головки. Линия ЛИ-4 позволяет измерять диэлектрическую проницаемость на частотах до 10⁴ Мгц при ошибках измерений до 10%. Метод измерения и образцы такие же, как и при измерении на линии ЛИ-3. Диэлектрическая проницаемость образца определяется по формуле

$$\epsilon = 1 + \frac{\Delta x}{d}, \quad (\text{III}, 19)$$

где Δx — смещение первого узла в линии с образцом и без образца, см;
 d — толщина образца, см.

Толщина образца должна удовлетворять условию $\frac{\lambda}{d} > 30$,
где λ — длина волны, см.

Относительная магнитная проницаемость измеряется по отношению к воздуху, так как магнитная проницаемость воздуха с большой точностью равна магнитной проницаемости вакуума. Индуктивность соленоида

$$L = 4\pi \frac{n^2}{l} S \cdot 10^{-9}, \text{ гн}, \quad (\text{III}, 20)$$

где μ — магнитная проницаемость среды, $\text{гн}/\text{м}$;

n — число витков соленоида, $1/\text{м}$;

l — длина соленоида, м ;

S — площадь витка, м^2 .

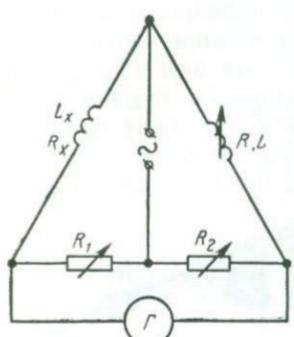


Рис. 54. Мост Максвеля для измерения индуктивности:

G — гальванометр; R_1 и R_2 — переменные сопротивления; L и R — известная (эталонная) индуктивность и ее сопротивление; L_x и R_x — измеряемая индуктивность и ее сопротивление

Число витков соленоида для данного прибора подбирается таким образом, чтобы обеспечивалась максимальная чувствительность прибора. Длина соленоида подбирается с учетом того, чтобы образец находился в однородном поле.

При постоянных параметрах соленоида индуктивность его изменится, если в соленоид поместить образец, магнитная проницаемость которого отличается от магнитной проницаемости воздуха. Магнитную проницаемость образца можно вычислить из выражения (III,20)

$$\mu_{ob} = \frac{10^9 L / l}{4\pi n^2 S}. \quad (\text{III}, 21)$$

Для данного соленоида относительная магнитная проницаемость равна

$$\mu_{otn} = \frac{\mu_{ob}}{\mu_b} = \frac{L_{ob}}{L_b}, \quad (\text{III}, 22)$$

где μ_{ob} — магнитная проницаемость образца;

μ_b — магнитная проницаемость воздуха;

L_{ob} — индуктивность с образцом;

L_b — индуктивность без образца (с воздухом).

Индуктивность соленоида измеряется при помощи моста Максвеля (рис. 54) путем сравнения известной индуктивности L с измеряемой L_x . Путем изменения индуктивности L и величины сопротивлений R_1 и R_2 необходимо добиться отсутствия тока в цепи гальванометра. Индуктивность вычисляется по формуле

$$L_x = \frac{1}{\omega} \sqrt{\left(\frac{R_1}{R_2} \right)^2 (R^2 + \omega^2 L^2) - R_x^2}, \quad (\text{III}, 23)$$

где ω — частота напряжения, используемого для питания моста.

Приборы типа Е12-1, позволяющие измерять индуктивности с точностью 5—10%, работают по принципу сложения частот стандартного генератора с частотой генератора, в контур которого вводится исследуемая индуктивность.

Измерение магнитной проницаемости при различных температурах производится следующими способами:

а) исследуемая индуктивность с образцом помещается в термостат для того, чтобы образец равномерно прогрелся, и при данной температуре измеряется индуктивность соленоида с образцом, а затем вычисляется магнитная проницаемость образца при данной температуре. Проволока соленоида должна быть такой, чтобы при изменении температуры индуктивность соленоида менялась незначительно. Эти изменения затем учитываются при построении зависимости магнитной проницаемости образца от температуры;

б) образец нагревается в термостате и помещается в измерительный соленоид. При этом измерения магнитной проницаемости связаны с ошибками вследствие изменения температуры образца при измерении. Такой способ может быть применен при невысоких температурах образца по сравнению с температурой окружающей среды;

в) нагревательная обмотка термостата используется в качестве первичной обмотки трансформатора, у которого вторичной обмоткой является измерительная индуктивность, а сердечником — исследуемый образец. Вторичная обмотка помещается поверх слоя термоизолятора и, таким образом, не нагревается. Магнитный поток первичной обмотки вызывает появление во вторичной обмотке э. д. с. индукции, которая определяется по формуле

$$E_2 = \frac{\partial \Phi}{\partial t}. \quad (\text{III}, 24)$$

Величина магнитного потока зависит (при прочих постоянных параметрах) от магнитной проницаемости образца, вычисляемой из выражения

$$\Phi = 4\pi\mu \frac{n^2}{l} SI, \quad (\text{III}, 25)$$

где n — число витков первичной обмотки, $1/m$;

l — длина соленоида, m ;

I — ток в первичной обмотке.

Положив

$$I = I_0 \sin(\omega t + \delta), \quad (\text{III}, 26)$$

получим

$$\Phi = 4\pi\mu \frac{n^2}{l} SI_0 \sin(\omega t + \delta). \quad (\text{III}, 27)$$

Дифференцируя поток по времени, получим

$$E_2 = 4\pi\mu\omega \frac{n^2}{l} SI_0 \cos(\omega t + \delta). \quad (\text{III}, 28)$$

Следовательно, если все параметры первичной и вторичной обмоток остаются постоянными, то действующая величина тока также остается постоянной, и э. д. с. во вторичной обмотке будет зависеть от магнитной проницаемости образца

$$\frac{E_t}{E_0} = \frac{\mu_t}{\mu_0}, \quad (\text{III}, 29)$$

где E_t — э. д. с. индукции при соответствующей величине μ_t , что соответствует температуре T° ;
 E и μ_0 — э. д. с. индукции и магнитная проницаемость при начальной температуре.

$$\mu_t = \frac{\mu_0 E_t}{E_0}.$$

Таким образом, зависимость μ от температуры определяется измерением э. д. с. во вторичной обмотке. Такой же способ позволяет определить точку Кюри для данного образца: в точке Кюри $E_t \rightarrow 0$.

Величина намагниченности образца вычисляется по формуле

$$I = \frac{B}{\mu}. \quad (\text{III}, 30)$$

Для этого величина магнитной проницаемости измеряется изложенным выше способами, а величина магнитной индукции B определяется измерением э. д. с. Холла в данном поле.

§ 3.

Закономерности изменения электрических и магнитных свойств минералов и горных пород с изменением температуры

По результатам измерений сопротивления образцов при различных температурах строят графики зависимости электропроводности данного минерала от температуры $g = f(T^\circ)$ (рис. 55). Графики $g = f(T^\circ)$ минералов имеют вид экспонент, а зависимость электропроводности минералов от температуры в области собственной электропроводности описывается выражением [7]

$$g = A \exp \left(-\frac{Q}{2kT} \right), \quad (\text{III}, 31)$$

где A — постоянная, характерная для данного минерала ($\text{ом}\cdot\text{см}$) $^{-1}$;
 Q — энергия активации¹ заряда в минерале, дж ;
 k — постоянная Больцмана, $\text{дж}/\text{град}$;
 T — абсолютная температура, $^\circ\text{К}$.

Собственная электропроводность минералов преобладает при температурах выше $400—500^\circ\text{K}$. При более высоких температурах выражение (III,31) можно использовать без учета примесной элек-

¹ Q — энергия, которую необходимо затратить на освобождение заряда от связей в кристаллической решетке, дж .

тропроводности. В области собственной электропроводности A и Q будут постоянными, характерными для данного минерала.

Выражение (III,31) описывает электропроводность как функцию температуры для полупроводников и проводников II рода (твердые электролиты).

Минералы, являющиеся ионными соединениями, обладают ионной и электронной собственной электропроводностью. Ионная электропроводность минералов начинает проявляться при более высокой температуре. О наличии ионной электропроводности и о ее доле в общей электропроводности можно судить по переносу массы. Длительное пропускание через образцы минералов постоянного тока приводит к изменению их электропроводности, что также объясняется ионной проводимостью.

Из графиков $g = f(T^\circ)$ можно получить характеристики минералов A и Q . Для определения этих величин удобнее пользоваться удельным сопротивлением ρ , а не удельной электропроводностью. Величины g и ρ , как известно, связаны между собой соотношением $\rho = g^{-1}$, поэтому зависимость ρ от температуры выражается уравнением

$$\rho = A^{-1} \exp\left(-\frac{Q}{2kT}\right). \quad (\text{III},32)$$

Для определения Q формулу (III,32) логарифмируем

$$\ln \rho = -\ln A + \frac{Q}{2k} \cdot \frac{1}{T}. \quad (\text{III},33)$$

Из выражения (III,33) видно, что зависимость $\ln \rho = \varphi\left(\frac{1}{T}\right)$ — линейная (рис. 56). Для определения Q формулу (III,33) дифференцируем по $\frac{1}{T}$,

$$\frac{\partial \ln \rho}{\partial 1/T} = \frac{Q}{2k}. \quad (\text{III},34)$$

Первая производная равна тангенсу угла наклона касательной к кривой в данной точке. В нашем случае

$$\frac{\varphi}{2k} = \operatorname{tg} \psi, \quad (\text{III},35)$$

$$Q = 2k \operatorname{tg} \psi, \quad (\text{III},36)$$

где величина $\operatorname{tg} \psi$ определяется из графиков $\ln \rho = \varphi\left(\frac{1}{T}\right)$.

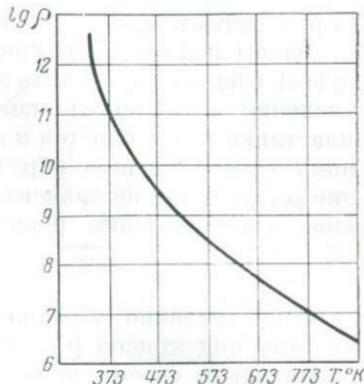


Рис. 55. Зависимость удельного сопротивления кварца от температуры

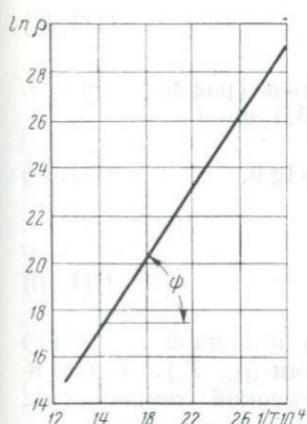


Рис. 56. Зависимость $\ln \rho$ от $\frac{1}{T}$ для кварца

откуда

Постоянную A можно определить из того же графика: при $\frac{1}{T} = 0$ ($T \rightarrow \infty$) из уравнения (III,33) следует, что $\ln A = \ln \rho$, т. е. $\ln A$ — это отрезок, отсекаемый прямой $\ln \rho = \varphi\left(\frac{1}{T}\right)$ на оси $\ln \rho$, следовательно, A — это сопротивление минерала при $T \rightarrow \infty$.

Чтобы исключить влияние переходного сопротивления, постоянную A следует определить другим способом. Если контактное сопротивление в процессе измерения не меняется, т. е. контактная пластина не окисляется и не взаимодействует с образцом, то к истинному сопротивлению образца добавляется контактное сопротивление ρ_k , которое не зависит от температуры. Следовательно, измеряемое сопротивление равно

$$\rho = \rho(T) + \rho_k. \quad (\text{III},37)$$

Сопротивление образца ρ_k измеряется с постоянной ошибкой, поэтому вид кривой $\rho = \psi(T)$ не меняется, однако она сдвигается параллельно своему первоначальному положению на величину ρ_k . На графике $\ln \rho = \varphi\left(\frac{1}{T}\right)$ прямая сдвигается, но угол наклона ее к оси $\frac{1}{T}$ остается постоянным, и, значит, ошибка измерения ρ входит в постоянную A . Для того чтобы исключить эту ошибку, продифференцируем уравнение (III,37) по T

$$\frac{\partial \rho}{\partial T} = \frac{\partial \rho(T)}{\partial T} = \operatorname{tg} \theta. \quad (\text{III},38)$$

Следовательно, значение A можно определить из графика $\rho = \psi(T)$. Продифференцируем ρ в выражении (III,32) по T

$$\frac{\partial \rho}{\partial T} = -\frac{Q}{2kT^2} A^{-1} \exp\left(-\frac{Q}{2kT}\right) = \operatorname{tg} \theta, \quad (\text{III},39)$$

откуда

$$A = \frac{Q \exp\left(-\frac{Q}{2kT}\right)}{\operatorname{tg} \theta 2kT^2}, \quad (\text{III},40)$$

где $\operatorname{tg} \theta$ — тангенс угла наклона касательной к кривой $\rho = \psi(T)$ в некоторой точке K с координатами (ρ_k, T_k) . Точку K следует брать при достаточно высокой температуре, чтобы избежать влияния примесной электропроводности. Практически точка K должна лежать на прямой графика $\ln \rho = \varphi\left(\frac{1}{T}\right)$ (рис. 57).

Значения A и Q приведены в табл. 33.

В литературе имеются различные классификации минералов по электропроводности [48, 49]. Нам представляется более полной классификация минералов на основе зонной теории [8]. По этой теории все минералы (как и любые вещества) можно разделить на

проводники (энергия активации в которых $Q \ll kT$), полупроводники (энергия активации в которых $Q \approx kT$) и диэлектрики (энергия активации в которых $Q \gg kT$).

Из числа минералов к проводникам можно отнести самородные металлы и некоторые сорта графита. Поскольку ширина запрещенной зоны минералов плавно меняется в пределах одного порядка, то резкой границы между полупроводниками и диэлектриками обнаружить не удается. По электропроводности, которая меняется у минералов при комнатной температуре от 10 до 10^{-14} ($\text{ом} \cdot \text{см}$) $^{-1}$, также не обнаруживается такой границы. Эту границу можно наметить искусственно, если условиться относить к полупроводникам минералы, энергия активации зарядов в которых не более 10^{-19} дж и начальное сопротивление (при

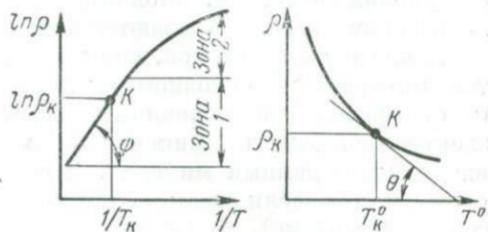


Рис. 57. Определение положения точки К:
1 — область собственной электропроводности;
2 — область примесной электропроводности

Таблица 33
Значения коэффициента A и энергии активации заряда
для некоторых минералов

Минерал	A , $\text{ом} \cdot \text{см}$	Q	
		$1/2 \cdot 10^{-20}$ дж	дз
Кварц	0,93	15,32	1,913
Халькопирит	0,1334	2,68	0,334
Галит	0,585	17,94	2,24
Магнетит	0,63	1,518	0,0945
Гематит	0,00324	7,76	0,965
Олигоклаз	$4,32 \cdot 10^3$	7,87	0,98
Сфалерит	1530	5,35	0,667
Кальцит	0,077	17,55	2,19
Лабрадор	2600	7,44	0,93
Флюорит	22	12,4	1,55
Апатит	$4,78 \cdot 10^{-3}$	17,6	2,2
Сидерит	0,617	11,5	1,44
Микроклин	430	12,32	1,54
Нефелин	12,2	8,6	1,13
Хлорит	724	9,62	1,2
Тремолит	199	11,2	1,4
Барит	0,0266	20,3	2,53
Ильменит	0,0763	3,45	0,43
Диопсид	19,7	8,6	1,07
Ангилит	988	8,35	1,04
Корунд	$3,4 \cdot 10^{-13}$	4,6	5,74
Каменный уголь	$2,5 \cdot 10^{-4}$	21,2	2,65
Мусковит	$3,57 \cdot 10^{-4}$	—	3,5
Алмаз	—	—	4,5-5

комнатной температуре) не более 10^{10} ом·см; к диэлектрикам относят минералы с энергией активации более 10^{-19} и начальным сопротивлением более 10^{10} ом·см.

Из табл. 33 видно, что к полупроводниковым минералам относятся в основном соединения тяжелых металлов, а к диэлектрикам — соединения легких металлов и неметаллов. В одном и том же минералогическом классе встречаются полупроводники и диэлектрики.

В классах карбонатов, силикатов, сульфатов, галоидов и фосфатов минералы в основном диэлектрические, а в классе окислов и сульфидов — в основном полупроводниковые. Следовательно, электропроводность минералов зависит от свойств элементов, входящих в данный минерал, и от образованной кристаллической решетки: так, если соединяются металл (т. е. проводник) и неметалл (т. е. диэлектрик), то из простого соединения, состоящего из этих двух элементов, образуется полупроводник. Исключения составляют соединения типа галоидов. В этих соединениях валентные электроны металла, удерживаемые слабо, переходят к галогену, который удерживает их сильно. При соединении полупроводникового элемента с диэлектрическим образуются диэлектрики. Сложные соединения, в которые входят проводники, диэлектрики и полупроводниковые элементы, являются в основном диэлектрическими минералами. Эти закономерности носят качественный характер. Количественный расчет в этом случае производится на основе уравнения Шредингера и практически не выполним.

Минералы характеризуются наличием большого числа примесей. В табл. 34 приведен химический состав некоторых минералов. Примеси существенно влияют на электропроводность минералов в области низких и средних температур: у минералов с энергией активации более 0,2 эв электропроводность значительно повышается. Примеси создают донорные уровни в запрещенной зоне минералов, причем ширина образованных энергетических щелей значительно меньше ширины запрещенной зоны минерала. Здесь под «запрещенной зоной» будем подразумевать величину энергетического барьера между зоной проводимости и валентной зоной в кристалле. Под «энергетической щелью» следует подразумевать энергетический барьер для примесного иона или для электронов примесного иона.

Зависимость $\ln \rho = \varphi \left(\frac{1}{T} \right)$ — нелинейная (см. рис. 57, зона 2).

Это говорит о том, что в запрещенной зоне образуется сразу несколько энергетических щелей различной величины. По химическому составу и дебаеграмме минерала можно приблизительно рассчитать его электропроводность, однако это требует больше времени, чем непосредственное измерение электропроводности. По температурной зависимости электропроводности данного минерала можно судить о количестве и качестве в нем примесей.

Экспоненциальное уменьшение удельного сопротивления минералов продолжается вплоть до температуры плавления. Этот участок (от области преобладания собственной электропроводимости)

Содержание элементов в минералах, %

Элемент	Минерал									
	гипс	лабрадор	олигоклаз	сфалерит	кальцит	кварц	ангибит	галлит	сидерит	апатит
Be	10 ⁻⁴	Следы	(2—3) 10 ⁻³	—	—	—	—	—	—	—
Sc	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P	—	—	—	—	—	—	—	—	—	>10
Mn	(1—3) 10 ⁻³	(1—3) 10 ⁻²	10 ⁻³	0,1—0,3	0,7—0,9	(4—6) 10 ⁻⁴	Следы	3 · 10 ⁻⁴	1—2	(4—6) 10 ⁻²
Se	—	—	—	0,1—0,3	—	—	—	—	—	—
Zn	—	—	(1—3) 10 ⁻²	>10	—	—	—	—	—	0,001
Sn	—	(4—6) 10 ⁻³	(7—9) 10 ⁻³	—	—	—	—	—	—	—
Ga	—	—	—	—	—	—	—	—	(4—6) 10 ⁻³	—
Ma	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
V	3 · 10 ⁻⁴	Следы	(1—3) 10 ³	0,01—0,03	Следы	3 · 10 ⁻⁴	Следы	10 ⁻³	(1—3) 10 ⁻³	3 · 10 ⁻⁴
Cu	—	—	Следы	0,4—0,6	—	—	—	Следы	—	—
Ag	—	1—3	—	—	—	—	0,01	—	—	0,1—0,3
Na	—	—	—	—	—	—	—	>10	—	—
Ti	—	0,1—0,3	Следы	(1—3) 10 ²	Следы	Следы	—	—	(1—3) 10 ²	—
Co	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ni	—	—	—	0,001	—	—	—	—	Следы	Следы
Mg	0,01	1	(4—6) 10 ³	0,01	0,4—0,6	(1—3) 10 ⁻³	(4—6) 10 ⁻³	0,01	6—10	0,1—0,3
Si	0,01—0,03	>10	>10	4—6	0,01—0,03	>10	0,04—0,06	(7—9) 10 ⁻³	1—3	0,4
Al	(4—6) 10 ⁻³	>10	>10	—	(1—3) 10 ⁻³	(1—2) 10 ⁻²	(4—6) 10 ⁻³	(7—9) 10 ⁻³	1	0,001
Fe	0,01	0,7—0,9	(1—3) 10 ⁻²	>10	0,4—0,6	(7—9) 10 ⁻³	Следы	5 · 10 ⁻⁴	>10	0,04—0,06
Ca	>10	>10	1—3	0,04—0,06	>10	0,03	>10	0,4—0,3	—	>10
Ba	—	0,4—0,6	1	—	0,01—0,03	—	—	0,005	—	—

Примечание. Другие элементы не обнаружены.

описывается выражением (III,32). При температуре плавления удельное сопротивление резко уменьшается (в диэлектрических минералах на несколько порядков) до величины удельного сопротивления расплава данного минерала.

Это означает, что фазовый переход из твердого состояния в жидкое сопровождается значительным снижением сопротивления минерала. В жидком состоянии все ионы становятся переносчиками заряда,

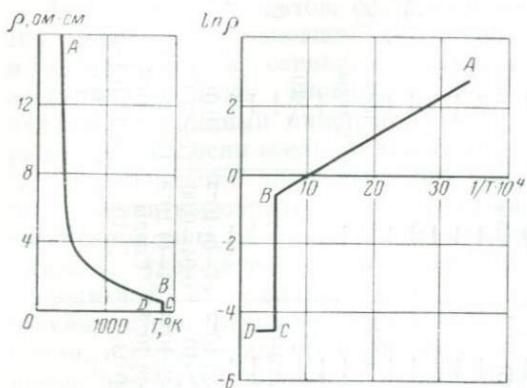


Рис. 58. Зависимость удельного сопротивления магнетита от температуры

кроме того, увеличивается число свободных электронов, так как энергия системы возрастает. При нагревании расплава минералов их удельное сопротивление незначительно уменьшается при сравнительно большом увеличении температуры. Типичная зависимость удельного сопротивления минерала (магнетита) от температуры показана на рис. 58. Здесь участок *AB* — экспоненциальное снижение сопротивления минерала до фазового перехода; участок *BC* — снижение сопротивления при фазовом переходе; участок *CD* — сопротивление расплава минерала.

Электропроводность горных пород как функция минералогического состава и электропроводности минералов, составляющих породу

Можно полагать, что электропроводность минералов, их содержание и расположение в породе определяют ее электропроводность (сопротивление).

Рассмотрим два случая: 1) для сквозного тока, когда частота электромагнитного поля невелика; 2) для электромагнитного поля высокой частоты.

Выделим две текстуры горных пород: кристаллическую, у которой кристаллы различных минералов перемешаны в массе породы, и слоистую, у которой слои состоят из различных минералов.

В случае слоистой текстуры при сквозном токе вектор напряженности электрического поля направлен параллельно слоям. При этом получается параллельное соединение сопротивлений-слоев. Сопро-

тивление слоистой породы в этом случае определяется сопротивлением слоя с малым (по сравнению с другими слоями) сопротивлением, так как в основном весь ток проходит по этому слою. Если сопротивления других слоев на два и более порядка больше, то их можно не учитывать.

Если вектор напряженности электрического поля перпендикулярен слоям, то величина тока определяется величиной сопротивления слоя с максимальным сопротивлением по сравнению с сопротивлениями других слоев. Если сопротивления других слоев на два и более порядка меньше, то их можно не учитывать. В этом случае получается цепь из сопротивлений-слоев, соединенных последовательно. Для рассматриваемого случая определяющим является сопротивление минерала с большим удельным сопротивлением и, следовательно, сопротивление породы равно сопротивлению этого минерала.

Рассмотренные случаи свидетельствуют о резкой анизотропии электропроводности слоистых горных пород.

В поликристаллических структурах при любом направлении вектора электрической напряженности электропроводность породы приблизительно одинакова, т. е. порода изотропна по электропроводности. Если зерна полупроводниковых минералов с малым удельным сопротивлением (соответственно с высокой электропроводностью) разделены прослойками или зернами диэлектрических минералов с высоким удельным сопротивлением, то сопротивление породы равно сопротивлению диэлектрических минералов. Если, наоборот, зерна полупроводниковых минералов соединены между собой, то сопротивление породы определяется удельным сопротивлением и величиной этих зерен. Такое же соотношение характерно и для других случаев, например для пород, составленных из диэлектрических или из полупроводниковых минералов.

Для электромагнитного поля, для бегущей или стоячей электромагнитной волны имеет значение электропроводность каждого зерна минералов породы.

Потери электромагнитной энергии в зерне минерала объемом V_1 и электропроводностью g_1 при напряженности электрического поля E равны

$$Q_1 = g_1 V_1 E^2, \text{ дж.} \quad (\text{III},41)$$

В других зернах, характеризуемых объемами V_2, \dots, V_i и электропроводностью g_2, \dots, g_i , потери определяются аналогично выражению (III,41) с соответствующими величинами g_i и V_i . Сложив потери электромагнитной энергии во всех зернах минералов породы, получим потери электромагнитной энергии в объеме V породы:

$$Q = \sum_{i=1}^n g_i E^2 V_i. \quad (\text{III},42)$$

Такую же величину потерь в объеме V породы можно получить, если ее электропроводность равна G :

$$Q = GE^2V. \quad (\text{III.43})$$

Приравняв выражения (III.42) и (III.43), получим значение электропроводности горной породы как функции электропроводности составляющих породу минералов и их содержания в породе:

$$G = \sum_{i=1}^n g_i \frac{V_i}{V}, \quad (\text{ом} \cdot \text{см})^{-1}. \quad (\text{III.44})$$

Обозначив содержание i -го минерала в породе

$$c_i = \frac{V_i}{V}, \quad (\text{III.45})$$

получим

$$G = \sum_{i=1}^n g_i c_i. \quad (\text{III.46})$$

Величина электропроводности вычисляется по формуле (III.46) с большой точностью, если содержание электропроводных минералов в породе не более 40—50%. При более высоких содержаниях электропроводных минералов линейная зависимость не подтверждается, что можно объяснить влиянием местных полей Лоренца. Величина местного поля определяется из выражения

$$E' = E \left(\frac{\epsilon' + 2}{3} \right), \quad (\text{III.47})$$

где E' и E — напряженность электромагнитного поля с учетом и без учета местных полей;

ϵ' — диэлектрическая проницаемость породы.

С учетом местного поля выражение (III.46) принимает вид

$$G = \left(\frac{\epsilon' + 2}{3} \right)^2 \sum_{i=1}^n g_i c_i. \quad (\text{III.48})$$

Выражение (III.48) справедливо при содержании в породе электропроводных минералов более 50—60%.

Выражение (III.48) хорошо подтверждается опытом, если сопротивление электропроводных минералов отличается на два и более порядков от электропроводности остальных минералов, составляющих породу.

Зависимость электропроводности горных пород от температуры

При исследовании температурной зависимости электропроводности горных пород необходимо уделять серьезное внимание представительности образцов, т. е. чтобы размеры образца были гораздо

больше размеров зерен минералов. В образец должны входить все минералы в том количестве, в котором они содержатся в породе. При изготовлении образцов необходимо также учитывать текстуру породы: если вектор напряженности электрического поля перпендикулярен слоистости образца, то основное значение имеют минералы с наибольшей шириной запрещенной зоны; если вектор напряженности поля параллелен слоистости, то основное значение в электропроводности породы имеет минерал с минимальной запрещенной зоной. Таким образом, в каждом конкретном случае можно вычислить электропроводность породы, составляя для нее эквивалентную электрическую схему. Очевидно, такая оценка будет весьма приближенной, так как трудно учесть контактные сопротивления между слоями и зернами минералов, а также влияние дефектов (трещин и каверн) и влажности.

Температурные зависимости электропроводности пород, состоящих из минералов с различными запрещенными зонами, отличаются от температурных зависимостей отдельных минералов: электропроводность вначале повышается до температуры 80—200° С, а затем начинает уменьшаться до минимума. Значение электропроводности в точке минимума нередко меньше первоначального значения. Дальнейшее нагревание снова приводит к экспоненциальному повышению электропроводности. У мономинеральных пород, или у пород, где в массу основного минерала вкраплены зерна других минералов, имеет место обычная для основного минерала экспоненциальная зависимость электропроводности (или сопротивления) от температуры (рис. 59). Значение энергии активации заряда у таких пород совпадает с таковым для основного минерала. Определение энергии активации для полиминеральных пород показало, что она для этих пород равна величине энергии активации того минерала, который среди минералов, составляющих данную породу, имеет максимальную величину энергии активации. Например, энергия активации в песчанике, граните и кварците соответственно равна 1,21; 1,2; 1,23 эв. Энергия активации в кварце составляет 1,2—1,4 эв. Следовательно, электропроводность указанных пород определяется электропроводностью кварца. Габбро имеет энергию активации, равную энергии активации плагиоклаза, — 1,67 эв.

Таким образом, снижение электропроводности в интервале температур 100—200° С можно объяснить испарением имеющейся влаги и запиранием сквозной проводимости породы минералом с максимальной энергией активации. В результате такого запирания образуется объемный заряд, который увеличивает сопротивление породы.

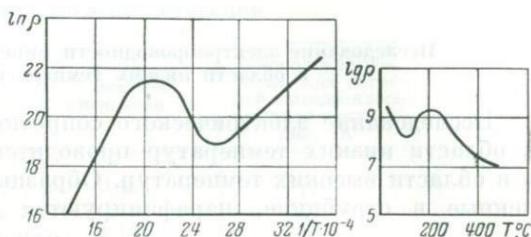


Рис. 59. Зависимость удельного сопротивления гранита от температуры

Объемный заряд растет до тех пор, пока энергия носителей зарядов не станет равной энергии активации запирающего минерала. В пользу последнего предположения говорит тот факт, что при охлаждении полиминеральных пород этот эффект наблюдается при тех же интервалах температур. Данный эффект удается промоделировать: измеряется электропроводность минералов, составляющих последовательную цепь, причем энергия активации этих минералов имеет различное значение. Указанные явления наблюдаются только при контактных измерениях. В сверхвысокочастотных (с. в. ч.) полях нагрев пород происходит по экспоненциальному закону, так как в электромагнитном поле каждый минерал имеет самостоятельное значение. В с. в. ч. полях нагреваются лишь полупроводниковые и проводниковые минералы. Такое явление наблюдается и в слоистых породах, каждый слой которых состоит из минералов с различными запрещенными зонами. В области низких температур таких явлений не наблюдается.

Исследование электропроводности минералов и горных пород в области низких температур

Исследование электрического сопротивления минералов и пород в области низких температур проводится таким же способом, что и в области высоких температур. Образцы, предварительно установленные в струбцине, парафинируются для исключения влияния охлаждающей среды и помещаются в термостат (сосуд Дюара с хладоносителем). Показания снимаются после того, как весь образец принимает температуру хладоносителя; в этом случае его сопротивление устанавливается на значении, характерном для данной температуры. В качестве хладоносителей используются растворы солей, сухой углекислый газ ($-78,5^{\circ}\text{C}$), жидкий азот (-196°C) или жидкий водород.

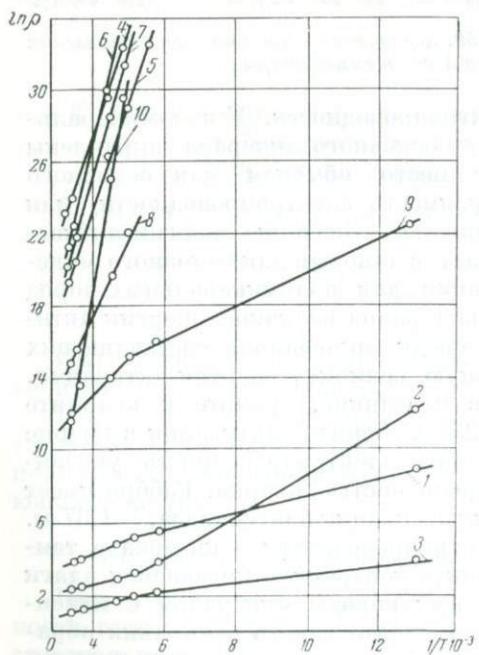


Рис. 60. Зависимость $\ln \rho$ от $\frac{1}{T}$ для минералов и горных пород при низких температурах:

1 — каменный уголь; 2 — галенит; 3 — пирротин; 4 — корунд; 5 — песчаник; 6 — галит; 7 — гранит; 8 — железистый кварцит; 9 — сфалерит; 10 — лабрадор

У минералов и пород, имеющих большую ширину запрещенной зоны, электропроводность резко уменьшается и при температуре 170—200° К не улавливается приборами. У полупроводниковых минералов с небольшой величиной энергии активации при понижении температуры экспоненциальная зависимость не выдерживается. Это особенно характерно для сульфидов (рис. 60). Такие отклонения свидетельствуют о наличии примесей. У пирротина обнаруживается аномалия электропроводности: при большом интервале температур (77—1000° К) электропроводность пирротина меняется очень мало. По-видимому, пирротин занимает среднее положение между проводниками и полупроводниками. По формуле (III,36) можно вычислить энергию активации минерала или породы при данной температуре. Значения энергии активации приведены в табл. 35.

Таблица 35

Значения энергии активации

Минерал, порода	Энергия активации, эв	Температура образца, при которой определялась энергия активации, °К
Корунд	0,887	170
Нефелин	0,638	170
Сильвин	1,15	170
Галит	0,908	170
Гранит	1,32	170
Песчаник	0,95	170
Лабрадор	1,773	170
Железистый кварцит	0,716	150
Сфalerит	0,455	77
Галенит	0,189—0,0618	77
Каменный уголь . .	0,415	77
Магнетит	0,0507	77
Пирротин	0,0353—0,0021	77

Энергия активации минералов и пород значительно меньше при низких температурах, чем при высоких. Это значит, что электропроводность при низких температурах обусловлена наличием примесей.

У некоторых разновидностей пирротина (пирротины Кольского полуострова) величина энергии активации очень мала, и поэтому их электропроводность почти не изменяется как при высоких температурах, так и при сильном охлаждении.

По величине электропроводности при данной температуре, а также по валентности примесных ионов и подвижности электронов можно определить содержание данного элемента.

Зависимость электропроводности минералов и горных пород от напряженности электрического поля

Установлено, что величина напряженности электрического поля влияет на электропроводность минералов и горных пород. У диэлектрических минералов и пород увеличение напряженности более 20—30 в/м приводит к тому, что электропроводность начинает плавно увеличиваться. Затем при определенном значении напряженности происходит электрический пробой таких пород (рис. 61). При электрическом пробое цепь замыкается накоротко, канал пробоя оплавляется, но заметного нагрева образца не происходит. У полупроводниковых минералов и пород электропроводность начинает возрастать при напряженности выше 10^{-3} —1 в/м, причем электропроводность

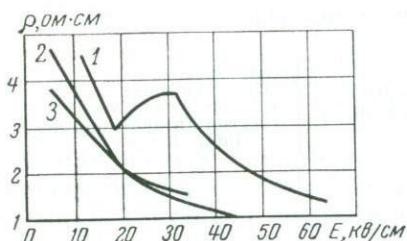


Рис. 61. Зависимость удельного сопротивления диэлектрического минерала (олигоклаза) от напряженности электрического поля:

1, 2 и 3 — циклы приложения напряжения

тем значительно увеличивается, чем больше начальное сопротивление данного минерала. У некоторых минералов (рис. 62) наблюдается значительное повышение температуры образцов и тепловой пробой:

Экспериментальное измерение зависимости электропроводности от напряженности электрического поля на частотах от 0 до 10^3 гц проводится следующим образом: образец зажимается между контактными стержнями и парафинируется для исключения пробоя по воздуху. На образец подается высокое напряжение, которое плавно увеличивается. В цепи измеряются ток и напряжение. При данной напряженности вычисляется электропроводность образца (или его удельное сопротивление), после чего строятся графики зависимости электропроводности образца от напряженности электрического поля. Выбор толщины образцов зависит от их строения.

Механизм увеличения электропроводности при высокой напряженности заключается в силовом возбуждении носителей зарядов. Возбуждение может быть или в виде срыва носителя заряда силой $F = eE$, или в результате ударной ионизации, вызванной тем, что

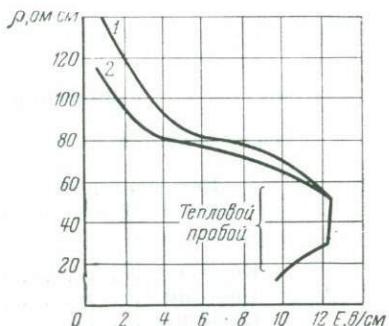


Рис. 62. График зависимости удельного сопротивления полупроводникового минерала (ильменита) от напряженности электрического поля:

1 и 2 — циклы приложения напряжений

свободные заряды, разгоняясь, выбивают связанные заряды, делая их свободными. На основе полученных в результате опыта графиков можно описать зависимость электрического сопротивления от напряженности электрического поля экспоненциальной формулой

$$\rho = B \exp \left(\frac{Q}{aeE} \right), \text{ ом} \cdot \text{см}, \quad (\text{III},49)$$

где Q — величина энергетической щели (энергии активации) данного минерала или породы, дж ;

e — величина заряда, k ;

a — максимальная величина разбега данного заряда, см ;

E — напряженность электрического поля, в/см .

Из формулы (III,49) способом, аналогичным приведенному выше, вычисляем величину энергетической щели. Для этого прологарифмируем выражение (III,49)

$$\ln \rho = \ln B + \frac{Q}{ea} \left(\frac{1}{E} \right) \quad (\text{III},50)$$

и продифференцируем уравнение (III,50) по $\frac{1}{E}$

$$\frac{\partial \ln \rho}{\partial \frac{1}{E}} = \frac{Q}{ea} = \operatorname{tg} \varphi, \quad (\text{III},51)$$

откуда

$$Q = ea \operatorname{tg} \varphi. \quad (\text{III},52)$$

Если принять величину заряда равной $e = 1,6 \cdot 10^{-19} \text{ к}$, т. е. равной величине электрона, величину разбега равной максимальному расстоянию между атомными плоскостями в кристаллической решетке по направлению электрического поля, то можно вычислить величину энергетической щели. Ширина энергетической щели для указанных величин приведена в табл. 36. При сравнении этих значений с энергией термической ионизации видно, что в данном случае энергия ударной ионизации на 2—7 порядков ниже энергии термической ионизации. Очевидно, что свободный заряд имеет большую длину разбега, чем постоянная кристаллической решетки.

При исследовании тех же диэлектрических образцов в высокочастотном и сверхвысокочастотном полях (от 150 до 3000 $M\text{гц}$) при напряженности поля от 0,5 до 1,2 в/м зависимости электропроводности образцов от напряженности поля не обнаружено. Влияние напряженности в данном случае определялось по величине электромагнитной энергии, поглощенной образцом. Эффект ударной ионизации и в высокочастотных полях должен быть такой же, как и в низкочастотных, поэтому можно предположить, что при увеличении напряженности поля электропроводность минералов и пород будет возрастать.

Если предположить, что длина свободного пробега электронов в указанных минералах составляет 10^2 — 10^3 постоянных решетки,

Ширина энергетической щели

Минерал, порода	Постоянная кристаллической решетки, Å	Ширина энергетической щели		
		Q_E , дж	Q_E , эв	Q примесная, дж
Галит	5,62	$4,29 \cdot 10^{-22}$	$2,68 \cdot 10^{-3}$	10^{-20}
Кальцит	14,02	$4,62 \cdot 10^{-23}$	$2,79 \cdot 10^{-4}$	$3,28 \cdot 10^{-20}$
Нефелин	10,05	$2,29 \cdot 10^{-23}$	$1,43 \cdot 10^{-4}$	10^{-20}
Апатит	9,62	$2,28 \cdot 10^{-23}$	$1,43 \cdot 10^{-4}$	10^{-20}
Флюорит	5,45	$8,72 \cdot 10^{-24}$	$5,45 \cdot 10^{-5}$	10^{-20}
Кварцит	5,397	$1,149 \cdot 10^{-22}$	$7,17 \cdot 10^{-4}$	10^{-20}
Корунд	13,01	$4,46 \cdot 10^{-22}$	$2,79 \cdot 10^{-3}$	10^{-20}
Олигооклаз	10,28	$3,78 \cdot 10^{-22}$	$2,36 \cdot 10^{-3}$	10^{-20}
Гематит	13,73	$9,76 \cdot 10^{-25}$	$6,1 \cdot 10^{-6}$	$2,76 \cdot 10^{-20}$
Сфалерит	5,4	$1,64 \cdot 10^{-24}$	$1,34 \cdot 10^{-5}$	$5,53 \cdot 10^{-20}$
Ильменит	14,04	$1,4 \cdot 10^{-26}$	$9 \cdot 10^{-8}$	$2,76 \cdot 10^{-20}$
Пирит	5,4	$1,73 \cdot 10^{-27}$	$1,08 \cdot 10^{-8}$	$1,52 \cdot 10^{-20}$
Галенит	5,924	$4,74 \cdot 10^{-27}$	$2,96 \cdot 10^{-8}$	$2,07 \cdot 10^{-21}$

то в этом случае в полупроводниковых минералах ширина энергетической щели при ударном возбуждении значительно меньше, чем при термическом. В диэлектрических минералах при таком предположении энергетические щели при обоих видах возбуждения примерно равны. Поскольку изменение электропроводности при ударном возбуждении незначительно (в пределах одного порядка), то, очевидно, такие узкие энергетические щели в минералах создаются примесными ионами.

Зависимость электропроводности минералов и горных пород от частоты электромагнитного поля

Электропроводность минералов и горных пород при низких и средних частотах (до $200 \text{ M} \mu \text{c}$) измеряется следующим образом. Образцы минералов и пород помещаются в плоский конденсатор. Затем при помощи куметров измеряются диэлектрическая проницаемость ϵ' и тангенс угла диэлектрических потерь $\operatorname{tg} \delta$ образцов. На основании уравнения Максвелла

$$\operatorname{rot} \vec{H} = \epsilon' \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} + g \vec{E} \quad (\text{III}, 53)$$

находим, что если $E = E_0 \sin \omega t$, то

$$\operatorname{tg} \delta = \frac{g}{\omega \epsilon'}, \quad (\text{III}, 54)$$

откуда определяется электропроводность образца при данной частоте

$$g = \omega \epsilon' \operatorname{tg} \delta. \quad (\text{III}, 55)$$

На частотах выше $200 \text{ M} \mu \text{c}$ ϵ' и $\operatorname{tg} \delta$ измеряются в коаксиальных линиях. Как отмечалось выше, минералы, слагающие горные породы,

являются в основном ионными соединениями. Собственные частоты колебаний ионов находятся в инфракрасном диапазоне, а собственные частоты колебаний электронов — в световом, поэтому релаксационных потерь до частот порядка 10^{13} Гц у минералов и горных пород не бывает. Однако при различных частотах наблюдается увеличение электропроводности минералов и пород с увеличением частоты электромагнитного поля на несколько порядков.

Исследование нагрева минералов и горных пород в высокочастотных полях показывает, что при увеличении частоты поля интенсивность нагрева возрастает. Этим можно объяснить повышение электропроводности минералов, имеющих низкую электропроводимость в постоянных полях ($\text{ниже } 10^2 \text{ ом}^{-1} \cdot \text{м}^{-1}$).

Электропроводность, как известно, определяется числом носителей тока в единице объема и их подвижностью, а также величиной заряда носителей тока. Д. Барлоу [50] показал, что постоянная Холла в полях от 0 до 10^{10} Гц не зависит от частоты. Это значит, что число носителей тока и их заряд не меняются в полях указанной частоты. Ч. Киттель [51] считает, что подвижность ионов и электронов не зависит от частоты электромагнитных колебаний вплоть до инфракрасных частот (10^{13} Гц). Это значит, что электропроводность в диапазоне частот от 0 до 10^{13} Гц не зависит от частоты. Следовательно, нагрев горных пород в высокочастотных полях происходит не от джоулева тепла, а от других потерь электромагнитной энергии в минералах (рис. 63).

Исследования коэффициента затухания электромагнитной волны в минералах и породах в зависимости от частоты показали, что коэффициент затухания с увеличением частоты возрастает линейно (в логарифмических координатах). Однако если допустить, что электропроводность с увеличением частоты возрастает линейно, то характер зависимости коэффициента поглощения от частоты будет таким же, как и при неизменной электропроводности (в логарифмических координатах меняется только угол наклона прямой). Следовательно, изменение электропроводности по коэффициенту поглощения установить невозможно.

В электрическом поле происходит поляризация минералов. Эту поляризацию можно рассматривать как деформацию кристаллической решетки минерала под действием электричества:

$$F = neE, \quad (\text{III}, 56)$$

где ne — заряд иона;

e — заряд электрона ($e = 1,6 \cdot 10^{-19}$ к).

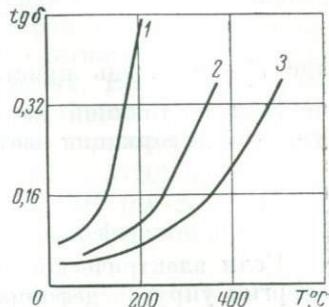


Рис. 63. Температурно-частотная зависимость $\operatorname{tg}\delta$ гранита (по данным Э. И. Пархоменко [52]):

1 — 50 кГц; 2 — 500 кГц; 3 — 5 МГц

Энергия упругой деформации элементарной ячейки кристалла

$$W = \frac{1}{2} \cdot \frac{\sigma^2}{E_j}, \quad (\text{III},57)$$

где σ — механическое напряжение;

E_j — модуль упругости.

Под элементарной ячейкой подразумевается объем, в который заключен данный ион.

Механическое напряжение σ определяется по формуле

$$\sigma = \frac{F}{S} = \frac{n e E}{S}, \quad (\text{III},58)$$

где S — площадь кристалла.

При постоянной напряженности электрического поля энергия упругой деформации элементарной ячейки кристалла

$$W = \frac{1}{2} \frac{n^2 e^2 E^2}{S^2 E_j}. \quad (\text{III},59)$$

Если электрическое поле меняется с изменением частоты f , то энергия упругой деформации в секунду равна

$$W = f \frac{n^2 e^2 E^2}{S^2 E_j}. \quad (\text{III},60)$$

Часть энергии упругой деформации превращается в потенциальную энергию кристалла и расходуется при возвращении смещенного иона в состояние равновесия. Часть этой энергии остается в кристалле в виде тепла. Положим, что последняя часть равна P . Если в кристалл входят несколько ионов, то выражение (III,60) обобщается:

$$W = P f \sum_{i=1}^m \frac{k n_i^2 e^2 E^2}{S_i^2 E_j}, \quad (\text{III},61)$$

где k — число ячеек в единичном объеме кристалла.

Потери тепла при упругой деформации можно записать как джоулево тепло:

$$\Delta g E^2 = P f \sum_{i=1}^m \frac{k n_i^2 e^2 E^2}{S_i^2 E_j t}. \quad (\text{III},62)$$

По выражению (III,62) можно определить, насколько должна увеличиваться электропроводность минерала при таких потерях:

$$\Delta g = P f \sum_{i=1}^m \frac{k n_i^2 e^2}{S_i^2 E_j t}. \quad (\text{III},63)$$

Значит, потери электромагнитной энергии любой природы можно представить в виде джоулея тепла. Это будет означать, что электропроводность минерала с увеличением частоты возрастает линейно.

Таким образом, электропроводность минералов и пород слагается из двух составляющих:

$$g = g_{\text{ом}} + Pf \sum_{i=1}^m \frac{k n_i^2 e^2}{S_i^2 E_j t}. \quad (\text{III}, 64)$$

Первая составляющая — омическая электропроводность, создаваемая свободными зарядами данного минерала, которая не зависит от частоты электромагнитного поля, а вторая — мнимая проводимость Δg , зависящая от частоты электромагнитного поля. Выражение (III,64) удобно использовать при расчетах. Если в уравнении (III,64) один из членов на порядок больше другого, то значением последнего члена можно пренебречь. Если положить, что заряд иона равен заряду электрона, $S = 25 \text{ \AA}^2$, $E_j = 5 \cdot 10^5 \text{ кГ/см}^2$, $f = 3 \cdot 10^9 \text{ Гц}$, то при $P = 1$ получим $\Delta g = 1,8 \cdot 10^{30} \text{ (ом \cdot см)}^{-1}$. Следовательно, P имеет порядок $10^{-34} - 10^{-35}$, т. е. деформация кристаллов в основном упругая.

Если при повышении температуры омическая часть электропроводности $g_{\text{ом}}$ увеличивается экспоненциально, то мнимая часть электропроводности Δg также увеличивается, но не на значительную величину (в пределах одного порядка).

При частотах порядка собственных частот колебаний ионов начинает сказываться инерция ионов. В поле такой частоты энергия кванта электромагнитного поля становится равной энергии активации электрона, поэтому электрон может быть переброшен в зону проводимости. При этом будет поглощен квант излучения. Условие переброса электрона в зону проводимости можно выразить неравенством

$$hf \geq Q, \quad (\text{III}, 65)$$

где h — постоянная Планка.

Например, при энергии активации $Q = 1 \cdot 10^{-20} \text{ дж}$ частота кванта должна быть равна или должна превышать $1,5 \cdot 10^{13} \text{ Гц}$, т. е. должна быть равна частоте инфракрасного излучения.

Такое явление, называемое фотопроводимостью, обнаруживается при нагреве образцов в сверхвысокочастотных (с. в. ч.) полях с одновременным их облучением. При этом происходит увеличение числа свободных зарядов и наблюдается более интенсивный нагрев. Результаты опытов приведены в табл. 37. Освещение производилось лампой накаливания мощностью 1 квт. Нагрев фиксировался отдельно от лампы, в с. в. ч. поле при мощности генератора 2,5 квт и в с. в. ч. поле с одновременным освещением. Как видно из данных табл. 37, освещение приводит к дополнительному нагреву образцов, что можно объяснить только увеличением выделения джоулея

тепла в с. в. ч. поле за счет увеличения числа свободных зарядов, выбитых квантами света.

Таблица 37

Температура нагревания при освещении

Минерал, порода	Время облучения, мин	Температура нагрева, град		
		освещение	сверхвысокочастотное поле	комбинированное облучение
Галит	2	10	10	15
Кальцит	2	40	0	60
Кварц	2	30	0	35
Гипс	2	30	0	30
Магнетит	0,5	10	50	100
Гематит	0,5	10	40	85
Галенит	0,5	15	70	90
Лабрадор	1	25	20	70
Микроклин	2,5	30	15	50
Сидерит	2	35	30	80
Лимонит	1	20	40	80
Песчаник	2	40	150	230

Непосредственное измерение увеличения электропроводности при облучении минералов и горных пород видимым светом или рентгеновыми лучами показало, что выявить дополнительную проводимость не удается, так как возникают значительные ошибки вследствие возбуждения изолирующей среды. Эти ошибки можно устранить только при совместном облучении и нагреве в с. в. ч. полях.

Зависимость электропроводности минералов от деформации образцов

Электропроводность минералов в процессе одноосного сжатия (или при всестороннем сжатии) изменяется в направлениях, перпендикулярном и параллельном приложенной силе. Для установления зависимости электропроводности минералов от деформации исследовались полупроводниковые (галенит, халькопирит, пирит, магнетит, сфалерит, ильменит и лабрадор) и диэлектрические минералы (галит, кальцит и флюорит). Исследования показали, что сопротивления у всех образцов при малых деформациях сжатия уменьшаются. При дальнейшем деформировании образцов сопротивления увеличиваются.

Особенно сильное увеличение сопротивления образцов наблюдается непосредственно перед моментом их разрушения, т. е. в период пластического деформирования (рис. 64). В это время изменение сопротивления составляет один-два порядка. При упругой деформации образцов изменение сопротивления пропорционально деформации образца. Изменение сопротивления при пластической деформации можно объяснить тем, что носители тока (электроны и ионы) притягиваются и задерживаются заряженными ступеньками дислокаций.

Как отмечает Дж. Гилман [53], число дислокаций прямо пропорционально относительной деформации образца ϵ , например для галита (NaCl) число дислокаций равно 10^9 см^{-3} .

На основе зависимости электропроводности от относительной деформации можно считать, что число заряженных дислокаций также пропорционально относительной деформации образца. Для галита число заряженных дислокаций должно быть одного порядка

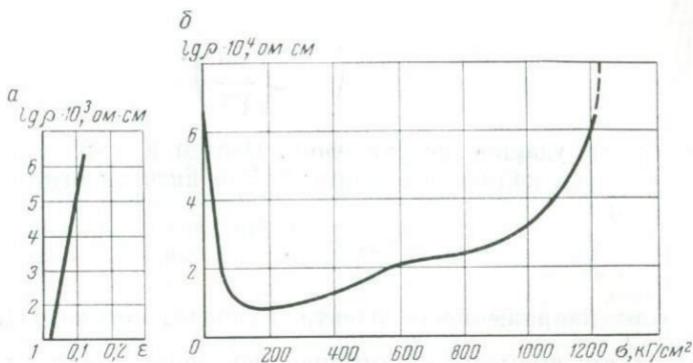


Рис. 64. График зависимости удельного сопротивления лабрадора от относительной деформации (а) и напряжения (б) образца (штриховая линия — процесс разрушения образца)

с числом носителей тока, т. е. 10^8 , так как число носителей тока у галита имеет порядок 10^7 . Если число заряженных дислокаций будет больше указанной величины, то электропроводность минералов должна изменяться более резко, и наоборот.

Управление электропроводностью горных пород

При электротермических способах разрушения горных пород необходимо управлять электрическими свойствами горных пород и прежде всего электропроводностью, ибо посредством электропроводности электромагнитная энергия преобразуется в тепловую. Управление электропроводностью можно осуществлять, воздействуя на горную породу тем или иным способом. Наиболее доступны следующие виды внешнего воздействия на породу, которые используются при электротермическом разрушении образцов:

изменение температуры породы — тепловое возбуждение или торможение носителей заряда;

увеличение напряженности электромагнитного поля — силовое или ударное возбуждение носителей заряда;

механические деформации породы — создание ловушек для носителей зарядов;

различного рода ионизирующие излучения — возбуждение носителей зарядов при захвате кванта излучения.

Определим энергоемкость различных видов возбуждения носителей зарядов.

Тепловое возбуждение или торможение. Пусть на нагрев или охлаждение единицы объема породы израсходовано количество энергии W . Температура породы изменится на $\Delta T = \frac{W}{cm}$ градусов, где c — теплоемкость, $\text{дж/г}\cdot\text{град}$ и t — плотность, $\text{г}/\text{см}^3$, и соответственно изменится электропроводность на величину

$$\Delta g = A \exp \left(-\frac{\frac{Q}{W}}{2k \frac{cm}{cm}} \right). \quad (\text{III},66)$$

Силовое или ударное возбуждение. Введем в единичный объем породы некоторое количество энергии W в виде энергии электрического поля:

$$W = \frac{\varepsilon \Delta E^2}{2}.$$

При этом напряженность электрического поля возрастает на $\Delta E = \left(\frac{2W}{\varepsilon}\right)^{\frac{1}{2}}$, что вызывает увеличение электропроводности на величину

$$\Delta g = B \exp \left(-\frac{Q_E}{ae \left(\frac{2W}{\varepsilon}\right)^{\frac{1}{2}}} \right), \quad (\text{III},67)$$

где Q_E — ширина энергетической щели при силовом возбуждении (см. табл. 36).

Образование ловушек зарядов при деформации породы. Если количество энергии W ввести в единичный объем породы в виде энергии упругой деформации

$$W = \frac{1}{2} \sigma \varepsilon,$$

то единичный объем породы деформируется на величину $\varepsilon = \frac{2W}{\sigma}$.

Как было показано выше, электропроводность породы пропорциональна ее деформации: $g = \frac{k}{\varepsilon}$, где k — коэффициент пропорциональности. Следовательно, уменьшение электропроводности составит

$$\Delta g = \frac{k \sigma}{2W}. \quad (\text{III},68)$$

Для каждой конкретной породы по полученным выражениям можно вычислить прирост электропроводности (или ее уменьшение) и затем, сравнив полученные результаты, выявить, какой из способов наиболее рационален с энергетической точки зрения.

Термоэлектродвижущая сила в породах. При изменении температуры контакта двух минералов возникает термоэлектродвижущая сила (термо-э. д. с.). Величина термо-э. д. с. зависит от проводимости контактирующих минералов. Наибольшая величина термо-э. д. с. (до 40—45 мв) при температуре контакта около 200° С наблюдается в паре сульфидов, например в паре галенит — пирит. Исследование термо-э. д. с. производится на приборе, где один из минералов поддерживается при постоянной температуре, а второй нагревается.

На рис. 65 показана зависимость величины термо-э. д. с. пары гематит — магнетит от температуры контакта минералов.

Величина возникающей термо-э. д. с. сравнительно невелика, но в природных условиях отдельные э. д. с., складываясь, могут давать начало «блуждающим» токам, вызывать электролиз водных растворов и другие явления.

Диэлектрическая проницаемость горных пород как функция минералогического состава породы и диэлектрической проницаемости минералов

Различными исследователями предложено много формул, позволяющих определять диэлектрическую проницаемость гетерогенных сред как функцию концентрации составляющих ее веществ и их диэлектрической проницаемости. В основном эти формулы пригодны для двухкомпонентных сред с определенной формой частиц и определенной закономерностью их распределения в массе. Каждая формула имеет свойственные ей границы использования, в которых она дает хорошие совпадения с опытными данными.

Представляется целесообразным оценить влияние концентрации минералов в породе и их диэлектрической проницаемости на распределение энергии в минералах.

Энергия объема горной породы в электрическом поле определяется из уравнения

$$\frac{1}{2} \varepsilon E^2 V = \frac{1}{2} (\varepsilon_1 V_1 + \varepsilon_2 V_2 + \dots + \varepsilon_i V_i) E^2, \quad (III,69)$$

где ε — диэлектрическая проницаемость горной породы в объеме V ;

E — напряженность электрического поля;

$\varepsilon_1, \dots, \varepsilon_i$ — диэлектрические проницаемости составляющих породу минералов;

V_1, \dots, V_i — объемы минералов в объеме V породы.

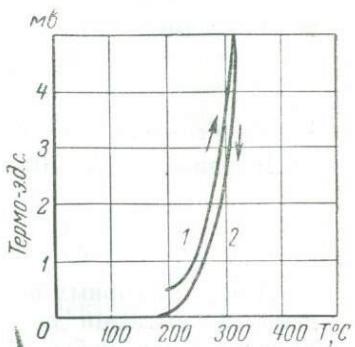


Рис. 65. График зависимости термо-э. д. с. пары гематит — магнетит от температуры контакта минералов:

1 — нагрев; 2 — охлаждение

Запишем выражение (III,69) в виде

$$\frac{1}{2} \varepsilon E^2 V = \frac{1}{2} V \left(\varepsilon_1 \frac{V_1}{V} + \varepsilon_2 \frac{V_2}{V} + \dots + \varepsilon_i \frac{V_i}{V} \right) E^2 \quad (\text{III},70)$$

и обозначим

$$\frac{V_1}{V} = c_1; \quad \frac{V_2}{V} = c_2; \quad \frac{V_i}{V} = c_i,$$

где c_1, c_2, \dots, c_i — содержание данного минерала в породе.

Выражение (III,70) примет вид

$$\varepsilon = \sum_{i=1}^n \varepsilon_i c_i. \quad (\text{III},71)$$

Для ряда горных пород зависимость (III,71) дает хорошие совпадения с опытными данными (например, для сульфидных руд). Для других пород наблюдаются отклонения от этой зависимости, что объясняется наличием местных электрических полей зерен минералов.

В целом можно утверждать, что диэлектрическая проницаемость породы является функцией (в простейшем случае — линейной) состава породы и свойств минералов.

Зависимость диэлектрической проницаемости минералов и горных пород от частоты электромагнитного поля

Опыты показывают, что диэлектрическая проницаемость минералов и горных пород при измерении ее на разных частотах имеет различные значения, причем для одних пород эти различия незначительны в широком диапазоне частот, а для других — весьма значительны. Это свидетельствует о том, что диэлектрическая проницаемость минералов и горных пород является функцией частоты электромагнитного поля. В связи с этим зависимость диэлектрической проницаемости от температуры необходимо измерять при определенной частоте.

Для построения зависимости диэлектрической проницаемости от частоты диэлектрическая проницаемость измеряется при различных частотах. Затем строятся графики этой зависимости.

Из анализа графиков следует, что диэлектрическая проницаемость минералов и горных пород уменьшается с увеличением частоты электромагнитного поля. Уменьшение диэлектрической проницаемости можно объяснить инерцией ионов. Следовательно, диэлектрическая проницаемость стремится к квадрату показателя преломления света в данной среде.

Для оценки зависимости диэлектрической проницаемости минералов от частоты электромагнитного поля составим уравнение сил, действующих на заряд (ион или электрон):

$$m \frac{\partial^2 S}{\partial t^2} + P \frac{\partial S}{\partial t} + kS = qE_0 \sin \omega t, \quad (\text{III},72)$$

где

m — масса заряда, кг;

S — смещение заряда относительно положения равновесия, м;

$m \frac{\partial^2 S}{\partial t^2}$ — сила инерции, н;

p — коэффициент, учитывающий сопротивление движению заряда со стороны окружающих его зарядов (коэффициент P подобен коэффициенту трения), кг/сек;

$P \frac{\partial S}{\partial t}$ — сила сопротивления, н;

k — коэффициент упругости, кг/сек²;

kS — возвращающая сила, н;

E_0 — амплитуда напряженности электрического поля, в/м;

ω — круговая частота изменения электрического поля, 1/сек;

t — время, сек;

$qE_0 \sin \omega t$ — внешняя сила, действующая на заряд q .

Решив уравнение (III,72), получим

$$S = A \sin \omega t, \quad (\text{III},73)$$

где A — амплитуда смещения заряда.

Заменив в уравнении (III,72) S выражением $A \sin \omega t$, получим

$$A = \frac{qE_0 \sin \omega t}{-m\omega^2 \sin \omega t + P\omega \cos \omega t + k \sin \omega t}. \quad (\text{III},74)$$

Из соотношения

$$B = qS = \beta E_0 \sin \omega t, \quad (\text{III},75)$$

где B — дипольный момент зарядов, к \cdot м;

β — поляризуемость зарядов, км²/в,

и выражения (III,74) определим величину поляризуемости зарядов

$$\beta = \frac{q^2}{P\omega \cos \omega t + k \sin \omega t - m\omega^2 \sin \omega t}. \quad (\text{III},76)$$

В знаменателе возьмем среднюю по времени величину за период изменения поля по формуле

$$\psi(t)_{\text{ср}} = \frac{4}{T} \int_0^T \psi(t) dt, \quad (\text{III},77)$$

где T — период колебаний заряда, сек.

С учетом средней величины выражение (III,76) принимает вид

$$\beta_{\text{ср}} = \frac{q^2}{4 \left(\frac{k}{\pi} + 2Pf + 4\pi mf^2 \right)}, \quad (\text{III},78)$$

где f — линейная частота, гц.

Зная величину поляризуемости зарядов данного минерала, можно определить его диэлектрическую проницаемость.

С учетом выражения (III,78), а также зная, что минерал является ионным соединением, обладающим ионной и электронной поляризуемостями, определим диэлектрическую проницаемость минерала

$$\epsilon' = 1 + \frac{N}{\epsilon_0} (\beta_{ii} + \beta_{ee}) = 1 + \frac{N_e}{4\epsilon_0} \left(\frac{e^2}{\frac{k_e}{\pi} + P_{ef} + 4m_e \pi f^2} \right) + \\ + \frac{N_{ii}}{4\epsilon_0} \left(\frac{(ne)^2}{\frac{k_{ii}}{\pi} + 2P_{if} + 4\pi m_{ii} f^2} \right), \quad (III,79)$$

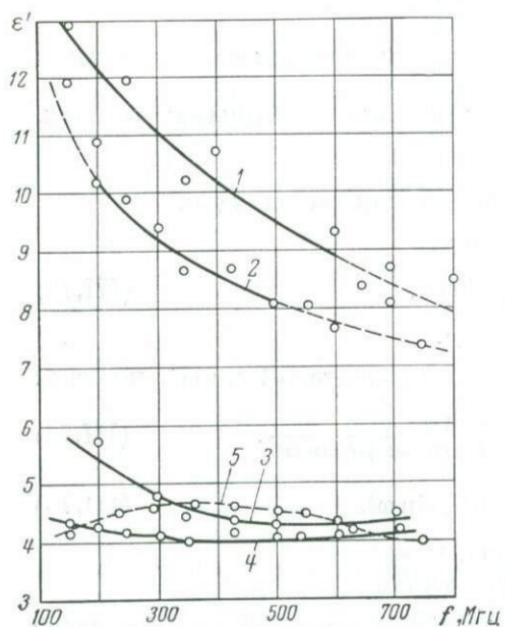


Рис. 66. График зависимости относительной диэлектрической проницаемости пород и минералов от частоты электромагнитного поля:

1 — гематит; 2 — железистый (гематито-варцит); 3 — лабрадор; 4 — галлит; 5 — гранит

низких частотах на диэлектрическую проницаемость значительно влияет ионная поляризуемость.

Резкое уменьшение ϵ' наблюдается у полупроводящих минералов, имеющих высокое значение диэлектрической проницаемости при низких частотах. У диэлектрических минералов и пород уменьшение диэлектрической проницаемости с увеличением частоты электрического поля на несколько порядков составляет лишь 15—25 %. По-видимому, в полупроводниковых минералах при низких частотах поляризуются целые области.

где N — число зарядов в единице объема, $1/cm^3$;
 ϵ_0 — диэлектрическая постоянная вакуума в системе СИ;
 β_{ii} и β_{ee} — ионная и электронная поляризуемости;
 e — заряд электрона, k ;
 ne — заряд иона, k .

Значок «и» относится к ионам.

С увеличением частоты диэлектрическая проницаемость уменьшается, причем это уменьшение наиболее сильно выражено у тяжелых минералов (рис. 66). С увеличением частоты на диэлектрическую проницаемость все более влияет электронная поляризуемость. При сверхвысоких частотах диэлектрическая проницаемость стремится к квадрату показателя преломления, в то время как при

Диэлектрическая проницаемость горных пород зависит от диэлектрической проницаемости составляющих ее минералов и их количественного соотношения в породе. Так, в железистом кварците основное влияние на его диэлектрическую проницаемость оказывают гематит или магнетит, диэлектрическая проницаемость которых во много раз больше, чем у кварца. С увеличением частоты диэлектрическая проницаемость пород также уменьшается.

Зависимость диэлектрической проницаемости минералов и горных пород от температуры

Зависимость диэлектрической проницаемости минералов и пород от температуры удается исследовать лишь при средних частотах. Измерение производится куметром. Определяя диэлектрическую проницаемость при различных температурах, строят графики зависимости диэлектрической проницаемости от температуры. Диэлектрическая проницаемость минералов с изменением температуры должна меняться по линейному закону [54], однако этот закон не выполняется даже для кристалла с кубической решеткой (рис. 67, кривая 2). Увеличение диэлектрической проницаемости с повышением температуры объясняется увеличением объема кристалла при тепловом расширении.

Для определения зависимости ϵ' от температуры вводится температурный коэффициент диэлектрической проницаемости TKe'

$$TKe' = \frac{1}{\epsilon'} \cdot \frac{\partial \epsilon'}{\partial T}.$$

Для оценки величины TKe' используется формула Клаузиуса — Мюсботти

$$\frac{\epsilon' - 1}{\epsilon' + 2} = \frac{4}{3} \pi N (\alpha_1 + \alpha_2 + \dots + \alpha_i), \quad (\text{III},80)$$

где N — число пар ионов в 1 см^3 минерала;

α_1, α_2 — электронная поляризуемость ионов;

α_i — ионная поляризуемость.

Продифференцируем формулу (III,80) по T и затем определим TKe' :

$$\frac{1}{\epsilon'} \cdot \frac{\partial \epsilon'}{\partial T} = \left[-3 \frac{\epsilon' - 1}{\epsilon' + 2} \beta_1 + \frac{4\pi N}{3} \cdot \frac{\partial \alpha_i}{\partial T} \right] \frac{(\epsilon' + 2)^2}{3\epsilon'}. \quad (\text{III},81)$$

Минерал с увеличением температуры расширяется, следовательно, объем, приходящийся на один ион, увеличивается. При этом электронная поляризуемость минерала уменьшается на величину

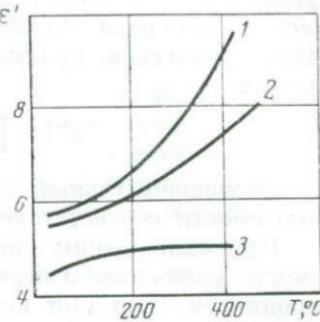


Рис. 67. График зависимости относительной диэлектрической проницаемости минералов от температуры:
1 — сидерит; 2 — галит; 3 — микроклин

$\left(-3 \frac{\varepsilon' - 1}{\varepsilon' + 2} \beta_x \right)$, так как удельная плотность электронов в 1 см³ уменьшается. Однако ионная поляризуемость возрастает, так как увеличивается смещение ионов. Здесь β_x — коэффициент линейного расширения.

Электропроводность минералов с увеличением температуры возрастает экспоненциально. Свободные заряды в электрическом поле более подвижны, чем связанные, поэтому они оказывают на диэлектрическую проницаемость минералов большее влияние, чем увеличение объема при тепловом расширении. Если положить, что влияние свободных зарядов на диэлектрическую проницаемость составляет $\frac{\varepsilon_1 N_1}{N_0}$, где N_1 — число свободных зарядов в единице объема минерала; N_0 — число ионов в единичном объеме, включая свободные, то при увеличении температуры число свободных зарядов в единице объема минерала увеличивается экспоненциально, а следовательно, диэлектрическая проницаемость увеличивается также экспоненциально:

$$|\varepsilon^*| = \sqrt{\varepsilon'^2 + \left[\frac{A}{\omega} \exp\left(-\frac{Q}{2kT}\right) \right]^2}. \quad (\text{III},82)$$

Экспоненциальный характер зависимости диэлектрической проницаемости соответствует экспериментальным данным.

При охлаждении минералов и пород диэлектрическая проницаемость уменьшается незначительно по сравнению с диэлектрической проницаемостью при комнатной температуре.

Зависимость тангенса угла диэлектрических потерь от температуры

При повышении температуры тангенс угла диэлектрических потерь ($\operatorname{tg} \delta$) увеличивается экспоненциально, так как электропроводность породы с увеличением температуры возрастает экспоненциально. Однако характер изменения $\operatorname{tg} \delta$ зависит от частоты (см. рис. 63). Это объясняется тем, что с увеличением частоты увеличивается доля мнимой части электропроводности в комплексной электропроводности, а мнимая часть электропроводности сравнительно слабо увеличивается с увеличением температуры (в пределах одного порядка), тогда как омическая часть комплексной электропроводности изменяется в том же интервале температур на несколько порядков. Диэлектрическая проницаемость (действительная часть) изменяется при увеличении температуры в пределах одного-двух порядков, следовательно, при увеличении температуры $\operatorname{tg} \delta$ экспоненциально увеличивается и это увеличение происходит в основном вследствие экспоненциального роста действительной части электропроводности:

$$\operatorname{tg} \delta = \frac{\left| g'' + A \exp\left(\frac{Q}{-2kT}\right) \right|}{\omega \epsilon'}. \quad (\text{III},83)$$

Здесь g'' — мнимая часть электропроводности.

При увеличении температуры омическая часть электропроводности увеличивается экспоненциально. Однако при определенной температуре абсолютная величина ее меньше абсолютной величины мнимой части комплексной электропроводности. В связи с этим в данном интервале температуры $\operatorname{tg} \delta$ увеличивается слабо, но как только величина действительной части электропроводности достигнет значения мнимой части, $\operatorname{tg} \delta$ начинает увеличиваться с повышением температуры экспоненциально.

Магнитная проницаемость и намагниченность горных пород как функция минералогического состава и температуры

Большинство минералов — пара- или диамагнетики и их магнитная проницаемость приблизительно равна единице. Горные породы, состоящие из этих минералов, также являются пара- или диамагнетиками и их магнитная проницаемость также близка к единице. Небольшое число минералов, наиболее распространенные из которых магнетит, пирротин, титано-магнетит, являются ферромагнетиками, магнитная проницаемость которых заметно отличается от единицы. Магнитная проницаемость горных пород, в состав которых входят эти минералы, больше единицы, причем величина магнитной проницаемости породы зависит от содержания в ней ферромагнитного минерала.

Запишем энергию ферромагнетика в магнитном поле

$$\frac{\mu H^2}{2} V = \frac{1}{2} (\mu_1 V_1 + \mu_2 V_2 + \dots + \mu_i V_i) H^2, \quad (\text{III},84)$$

где μ — магнитная проницаемость объема V горной породы; $\mu_1, \mu_2, \dots, \mu_i$ — магнитные проницаемости минералов, составляющих породу; V_1, V_2, \dots, V_i — объемы минералов, составляющих объем V породы с соответствующими магнитными проницаемостями.

Уравнение (III,84) можно записать так:

$$\frac{1}{2} \mu H^2 V = \frac{1}{2} \left(\mu_1 \frac{V_1}{V} + \mu_2 \frac{V_2}{V} + \dots + \mu_i \frac{V_i}{V} \right) V H^2, \quad (\text{III},85)$$

тогда

$$\mu = \mu_1 \frac{V_1}{V} + \mu_2 \frac{V_2}{V} + \dots + \mu_i \frac{V_i}{V}. \quad (\text{III},86)$$

Положим

$$\frac{V_1}{V} = c_1; \quad \frac{V_2}{V} = c_2; \quad \dots; \quad \frac{V_i}{V} = c_i, \quad (\text{III},87)$$

где c_1, c_2, \dots, c_i — содержания минерала с магнитными проницаемостями $\mu_1, \mu_2, \dots, \mu_i$ в объеме V .

Тогда выражение (III,86) примет вид

$$\mu = \mu_1 c_1 + \mu_2 c_2 + \dots + \mu_i c_i = \sum_{i=1}^n \mu_i c_i. \quad (\text{III},88)$$

Если, например, $\mu_1 c_1$ относится к ферромагнитному минералу, а остальные слагаемые — к пара- или диамагнитным, то, следовательно, чем больше в породе содержится ферромагнитного минерала, тем больше ее магнитная проницаемость.

Опыты показывают, что линейная зависимость (III,88) магнитной проницаемости породы от содержания в ней ферромагнитных минералов хорошо выполняется при содержании магнетита до 60 %. При больших содержаниях магнетита наблюдается отклонение от этой закономерности, что объясняется влиянием местных магнитных полей отдельных зерен магнетита на намагниченность соседних зерен.

Некоторые результаты измерений приведены в табл. 38. Как видно из данных таблицы, лишь магнетит и пирротин, а также породы, в которые входят эти минералы, имеют магнитную проницаемость, отличную от единицы.

Магнитная проницаемость возрастает и становится постоянной, если магнитный минерал или порода намагничиваются при насыщении данного минерала.

Магнитная проницаемость пород, в которые входят магнитные минералы, возрастает с увеличением содержания магнитного минерала в горной породе.

При увеличении температуры магнитная индукция уменьшается и, следовательно, уменьшается магнитная проницаемость ферромагнетика. Это объясняется тем, что магнитное поле стремится установить все домены и магнитные моменты атомов по направлению магнитного поля, а тепловое движение стремится разрушить этот порядок.

Таблица 38

Значения относительной магнитной проницаемости некоторых минералов и пород

№ об-разца	Минерал, порода	Относительная магнитная проницаемость
1	Железистый кварцит (Оленегорское месторождение)	1,05
2	Магнетит (Дашкесанское месторождение)	1,755
3	Пирротин	1,027
4	Сфалерит	0,9998
5	Кварц	1,0001
6	Кварцит безрудный	0,9999
7	Железистый кварцит (Железногорское месторождение)	1,00022
8	Гранит	1,000
9	Железистый кварцит обожженный (Оленегорское месторождение)	1,3876
10	Железистый кварцит намагниченный	1,4417

При некоторой температуре (точка Кюри) магнитная проницаемость приближается к единице. Интересно заметить, что под действием магнитного поля земли ферромагнитные минералы после на-

грева снова намагничиваются. Окислы железа, например FeO и Fe_2O_3 , после нагревания намагничиваются и их магнитная проницаемость увеличивается. Происходит, по-видимому, их восстановление до магнетита с соответствующей перестройкой структуры. При такой перестройке значительно увеличивается электропроводность железосодержащих минералов и пород.

Таким образом, намагничивая данную породу или минерал, можно достигнуть увеличения их магнитной проницаемости (см.табл. 38, образцы № 9 и 10) и, наоборот, путем размагничивания или нагревания минералов и пород можно добиться уменьшения величины их магнитной проницаемости.

§ 4.

Примеры использования электрических и магнитных свойств минералов и горных пород

Электрические и магнитные свойства горных пород с успехом можно использовать при добыче полезных ископаемых для получения информации о состоянии массива породы, а также с целью воздействия на породный массив для изменения свойств породы в нужном направлении.

Определение минералогического состава горных пород при помощи электромагнитных волн

Известно, что отражение электромагнитной волны от поверхности раздела двух сред зависит от электрических и магнитных свойств этих сред. Коэффициент отражения равен

$$k_{\text{отр}} = \frac{\rho_1 - \rho_2}{\rho_1 + \rho_2}, \quad (\text{III},89)$$

где ρ_1 и ρ_2 — волновые сопротивления первой и второй сред.

Поскольку электропроводность минералов и горных пород мала, волновое сопротивление минералов и горных пород выражается уравнением [55]

$$\rho = \sqrt{\frac{\mu}{\epsilon}}, \quad (\text{III},90)$$

где ρ — волновое сопротивление среды.

Предположим, что электромагнитная волна распространяется по воздуху ($\rho_1 = 1$) и падает на массив породы, частично отражаясь от него. Коэффициент в этом случае равен

$$k_{\text{отр}} = \frac{1 - \rho_2}{1 + \rho_2}, \quad (\text{III},91)$$

где ρ_2 — волновое сопротивление породы.

Отраженная волна складывается с падающей. В воздухе, т. е. в первой среде, образуется стоячая волна, которая характеризуется коэффициентом стоячей волны (к. с. в.):

$$r = \frac{U_{\max}}{U_{\min}}, \quad (\text{III}, 92)$$

где U_{\max} — напряженность волны в пучности;
 U_{\min} — напряженность волны в узле.

Коэффициент стоячей волны r связан с коэффициентом отражения $k_{\text{отр}}$ следующим соотношением:

$$r = \frac{1 + k_{\text{отр}}}{1 - k_{\text{отр}}}. \quad (\text{III}, 93)$$

Следовательно, измеряя r , можно определить волновое сопротивление породы:

$$\rho_2 = r^{-1}. \quad (\text{III}, 94)$$

Если $\mu_2 = 1$, что характерно для большинства горных пород, то из выражений (III,90) и (III,91) получим

$$\varepsilon_2 = r^2, \quad (\text{III}, 95)$$

где ε_2 и μ_2 — диэлектрическая и магнитная проницаемости породы.

В этом случае (при $\mu_2 = 1$) по коэффициенту стоячей волны можно определить диэлектрическую проницаемость породы.

Считая, что волновое сопротивление ρ_1 слоя породы, находящейся на поверхности, известно по к. с. в., т. е. по отраженной волне от второго слоя породы, можно определить волновое сопротивление второго слоя. Согласно уравнениям (III,93) и (III,89) имеем

$$\rho_2 = \frac{\rho_1}{r}. \quad (\text{III}, 96)$$

Если магнитная проницаемость породы второго слоя $\mu = 1$, то можно непосредственно определить диэлектрическую проницаемость породы второго слоя:

$$\varepsilon_2 = \varepsilon_1 r^2. \quad (\text{III}, 97)$$

Помимо диэлектрической проницаемости пород массива определяется также их электропроводность. Электропроводность пород массива определяется по температуре их нагрева в поле электромагнитной волны, для чего измеряется температура породы за определенное время t облучения. По температуре породы можно вычислить ее электропроводность при данной частоте:

$$g = \frac{2Wa}{E_0^2 St}, \quad (\text{III}, 98)$$

где W — мощность электромагнитного поля, вт ;

a — коэффициент затухания электромагнитной волны, 1/см ;

S — площадь единицы поверхности, см^2 .

По скорости нагрева породы в поле электромагнитной волны можно определить, является ли порода полупроводником или диэлектриком.

Диэлектрическая проницаемость и электропроводность породы определяются дистанционно. Зная эти величины, можно прогнозировать тепловые и механические свойства породы.

Определение деформаций массива породы

Электропроводность минералов и пород, как известно, изменяется во время их деформирования. Измеряя проводимость породы на некотором участке в целике породы, например при помощи омметров, можно дистанционно вести наблюдения за деформациями массива породы. Деформации в этом случае определяются по тарировочной зависимости электропроводности данной породы от величины деформации.

Чтобы этим способом определить деформации породы внутри массива, необходимо бурить шпуры в массиве, что существенно изменяет картину деформаций массива.

Деформацию массива породы в некотором его объеме можно определить по поглощению породой электромагнитной энергии, измеряя интенсивность электромагнитной волны, прошедшей по породе. Этот способ определения деформаций породы бесконтактный и дистанционный. Изменение интенсивности электромагнитной волны в этом случае происходит вследствие изменения электропроводности породы в процессе ее деформирования:

$$\Delta E = E_0 - E_0 \exp(-\alpha x) = E_0 [1 - \exp(-\alpha x)]. \quad (\text{III},99)$$

В выражении (III,99) коэффициент затухания электромагнитной волны зависит от деформации ϵ' породы, $\alpha = f(\epsilon')$. Для радиоволнового контроля «на просвет» используются приемник, установленный с одной стороны массива, и передатчик, излучающий электромагнитные волны в массив с противоположной стороны. В этом случае E_0 — напряженность прошедшей в породу волны, а $E_0 \exp(-\alpha x)$ — напряженность волны, попавшей в приемник.

Для контроля за деформациями «бесконечного» массива используются отраженные от массива волны, которые складываются с прямой (падающей) волной, образуя в массиве стоячую волну. При изменении электропроводности породы в процессе деформирования изменяется коэффициент стоячей волны (к. с. в.). Измеряя к. с. в. по тарировочной зависимости, определяют деформацию породы.

При деформировании породы можно определить также появление трещин.

Управление прочностью горных пород

Минералы, как было указано выше, являются в основном ионными соединениями и заряды в них переносятся как электронами, так и ионами. Ионы, переходя в свободное состояние, нарушают

кристаллическую решетку минерала и тем самым изменяют прочность минерала и породы, которую они составляют.

Положим, что прочность данной породы при идеальной кристаллической решетке равна σ_0 , при этом в 1 см² сечения данного минерала содержится

$$N_0 = \frac{10^{16}}{ab} \text{ ионов}, \quad (\text{III},100)$$

где a и b — параметры кристаллической решетки в данном сечении Å.

Предположим, что если в данном сечении удалить несколько ионов, то прочность породы уменьшится. Предположим далее, что изменение прочности $\Delta\sigma$ пропорционально имеющейся прочности и уменьшению числа ионов ΔN в данном сечении кристалла, т. е.

$$\Delta\sigma = \sigma \left(-\frac{\Delta N}{N_0} \right). \quad (\text{III},101)$$

Знак минус в скобке обозначает, что число частиц в данном сечении уменьшилось.

Уменьшив величины $\Delta\sigma$ и продифференцировав выражение (III,101), получим следующее дифференциальное уравнение:

$$\frac{\partial\sigma}{\sigma} = \left(-\frac{\partial N}{N_0} \right) \quad (\text{III},102)$$

или после разделения переменных

$$\frac{\partial\sigma}{\sigma} = -\frac{\partial N}{N_0}. \quad (\text{III},103)$$

Интегрируя уравнение (III,103), получим

$$\ln \sigma - \ln c = -\frac{N}{N_0}, \quad (\text{III},104)$$

где c — постоянная интегрирования.

При $N_0 = 0$ $\sigma = \sigma_0$ и, следовательно,

$$\ln c = \ln \sigma_0.$$

Тогда вместо уравнения (III,104) получим

$$\ln \sigma - \ln \sigma_0 = -\frac{N}{N_0} \quad (\text{III},105)$$

или

$$\ln \frac{\sigma}{\sigma_0} = -\frac{N}{N_0}. \quad (\text{III},106)$$

После потенцирования получим

$$\sigma = \sigma_0 e^{-\frac{N}{N_0}} = \sigma_0 \exp \left(-\frac{N}{N_0} \right). \quad (\text{III},107)$$

В соответствии с законом Фарадея

$$N = \frac{kIt}{en}, \quad (\text{III},108)$$

где k — доля ионного тока в данном кристалле, %;
 I — ток, проходящий через минерал (кристалл), a ;
 t — время прохождения тока, сек;
 e — заряд электрона, k ;
 n — валентность иона.

Выражение (III,107) принимает вид

$$\sigma = \sigma_0 \exp\left(-\frac{kIt}{enN_0}\right). \quad (\text{III},109)$$

Следовательно, под действием постоянного поля прочность породы уменьшается вследствие перемещения ионов.

Это явление действительно наблюдается на опыте [56]: так, при начальной прочности на сжатие, равной 600 кГ/см^2 , прочность образца после пропускания заряда порядка 10^6 кулонов снижается до 200 кГ/см^2 . Температура образца в этом опыте поддерживалась равной комнатной температуре, а доля ионного тока составляла около 2% тока в цепи.

Заметим, что с повышением температуры доля ионного тока увеличивается. В электрическом поле у ионных кристаллов, состоящих из двух сортов ионов, например кристаллы галенита, перемещается в основном ион с меньшим радиусом.

Если предположить, что перемещается половина ионов, то прочность при этом должна уменьшиться в e раз, т. е. в 2,73 раза.

Прочность породы можно также увеличивать. В реальной кристаллической решетке всегда имеются вакансии одного и того же иона. Следовательно, для увеличения прочности породы необходимо заполнить вакансииенным ионом. Это достигается введением в породу под действием приложенного напряжения нужных ионов. Увеличение прочности породы описывается также выражением (III,109). В этом случае в скобке стоит знак плюс.

Породу можно укрепить вращиванием в нее металлических «усов». Вращивание происходит путем диффузии под действием приложенного напряжения ионов металла из электродов. При этом металл подбирается таким, чтобы размеры его ионов были меньше постоянной кристаллической решетки минералов данной горной породы. Прочность металлических «усов» на несколько порядков выше прочности того металла, из которого они образуются, поэтому вращенные в породу «усы» значительно повышают ее прочность [54].

Таким образом, используя ионную проводимость минералов и горных пород и воздействуя на породы постоянным напряжением, возможно управлять их прочностью.

Ионную проводимость можно использовать и для извлечения полезного компонента из массива или из расплава породы: при подведении к породе постоянного напряжения вследствие переноса

вместе с зарядами и массы ионов на электродах выделяются компоненты породы. Извлечение или разделение минералов или пород на компоненты может быть как в твердом, так и в жидким состояниях.

Законы, управляющие этими процессами, описываются законами электролиза Фарадея:

$$M = \frac{AIt}{Fm}, \quad (\text{III,110})$$

где M — масса, r ;

A — атомный вес иона, ε ;

F — число Фарадея ($F = 96\,496$), κ ;

m — валентность иона.

Для снижения энергоемкости процесса необходимо увеличивать долю ионного тока, что требует повышения температуры породы. Как известно, энергия электрического источника равна $W = IUt$, поэтому для увеличения тока необходимо снижать напряжение на электродах, что требует снижения сопротивления породы между электродами. В итоге получается, что выгоднее работать с расплавом породы. Из выражения (III,110) определим энергоемкость разделения минералов и пород на компоненты:

$$\mathcal{E} = \frac{FmU}{A}. \quad (\text{III,111})$$

Из данного выражения для разделения галенита при напряжении на электродах 10 в получаем энергоемкость для свинца 2570 $\text{kvt}\cdot\text{ч}/m$, а для серы — 16 670 $\text{kvt}\cdot\text{ч}/m$ при доле ионного тока 100 %. Эти цифры показывают, что с энергетической точки зрения из расплава целесообразно получать элементы электролиза.

Определение содержания магнитного минерала в горной породе

В процессе добычи полезных ископаемых и их переработки появляется необходимость определения содержания полезного компонента. Содержание магнитного минерала в немагнитной горной породе можно определить по магнитной проницаемости данной породы. Для этого измеряется индуктивность соленоида:

$$L = \mu \frac{4\pi N^2 S}{l}. \quad (\text{III,112})$$

Здесь величина $\frac{4\pi N^2 S}{l} = c$, $1/m$ — постоянная для данного соленоида, определяемая его параметрами (N — число витков, S — площадь сечения витка, l — длина соленоида). Следовательно, вместо выражения (III,112) можно записать

$$L = c\mu, \quad (\text{III,113})$$

т. е. индуктивность соленоида зависит от магнитной проницаемости породы. В свою очередь, магнитная проницаемость породы зависит от содержания в ней магнитного минерала. Таким образом, измеряя величину индуктивности соленоида с данной породой, в которой

содержится неизвестное количество магнитного минерала, по заранее построенным тарировочным графикам можно определить содержание магнитного минерала в горной породе. Тарировочные графики строятся по результатам измерения магнитной проницаемости образцов данной породы с известным содержанием магнитного минерала.

Для проверки теоретических предположений определялось содержание магнетита в железистом кварците и в продуктах обогатительной фабрики — концентрате и «хвостах». Индуктивность измерялась при помощи моста Максвелла или прибором Е12-1. Тарировочные графики строились по продуктам обогатительной фабрики с известным содержанием магнетита. Исследования показали, что таким способом можно измерять содержание магнитного минерала с ошибкой до десятой доли процента, причем измерения можно проводить в полевых условиях и на конвейере обогатительной фабрики. Измерение можно производить на породах как с большим, так и с малым содержанием магнитного минерала [57].

Для этой же цели можно использовать датчики Холла, если магнитный материал предварительно намагнчен. В этом случае э. д. с. Холла зависит от индукции магнитного поля породы. Величина индукции, в свою очередь, зависит от содержания магнитного минерала в породе.

Определение температуры породы по ее электропроводности

В ряде технологических задач, а также при исследовании некоторых процессов требуется определить температуру породы. Например, знать температуру породы необходимо при подземных пожарах; поскольку при пожаре температура породы возрастает, то, следовательно, снижается ее сопротивление. По уменьшению сопротивления породы можно определить скрытый в массиве очаг пожара. При исследовании процессов термического бурения необходимо точно измерять температуру породы в момент ее разрушения, что также было сделано по замерам сопротивления породы.

Зная характеристики данной породы A и Q , а также ее сопротивление, по формуле (III,32) определяется температура породы

$$T^0 = \frac{Q}{2k(\ln \rho - \ln A)}. \quad (\text{III},114)$$

Построив тарировочные графики зависимости сопротивления породы от температуры и измеряя сопротивление породы, можно в любой момент определить ее температуру.

Зависимость сопротивления породы во времени можно записать в виде осциллограммы и определить момент начала изменения температуры, а по величине сопротивления можно в любой момент времени определить величину температуры породы. Такая осциллограмма позволяет проследить за развитием процесса во времени, например за развитием подземного очага пожара.

Таким же способом можно решить обратную задачу — определить содержание в породе мелковкрапленного полупроводникового или

проводникового минерала. Для этого необходимо произвести химический анализ, что требует больших затрат времени. Эту задачу можно решить также другими способами: при исследовании поглощения электромагнитных волн небольшой длины в куске породы определенной массы; по нагреву куска породы в поле с. в. ч. при использовании генераторов с. в. ч. значительной мощности (более 200 вт). Поглощение электромагнитной энергии и нагрев породы в поле с. в. ч. в обоих случаях зависят в основном от электропроводности минерала и от его содержания в данной породе. Эти методы определения содержания минералов весьма просты и требуют мало времени (2—5 мин), при этом они обеспечивают высокую точность измерений.

Электрический способ нагрева породы

Электропроводность горных пород позволяет преобразовать энергию электромагнитного поля в тепловую и тем самым нагревать породу. Закономерность нагрева породы зависит от частоты электромагнитного поля: в постоянном и квазипостоянном электромагнитном поле выделяется джоулево тепло

$$W = gE^2t, \quad (\text{III},115)$$

величина которого определяется действительной частью комплексной электропроводности (т. е. электропроводностью при постоянном напряжении). В электромагнитном поле высокой частоты количество выделяющегося тепла увеличивается за счет потерь электромагнитной энергии, расходуемой на колебание ионов, т. е. за счет увеличения мнимой части электропроводности или, что то же самое, за счет увеличения полной электропроводности горной породы с увеличением частоты. Величина выделяющегося тепла, вычисляемая по формуле

$$W = \omega\epsilon' \operatorname{tg} \delta E^2t, \quad (\text{III},116)$$

эквивалентна количеству тепла, определенному по формуле (III,115). Подставив в выражение (III,116) значение $\operatorname{tg} \delta = \frac{g}{\omega\epsilon'}$, получим уравнение (III,115). В этом случае под g понимается полная электропроводность породы, которая является функцией частоты электромагнитного поля.

Увеличение частоты, таким образом, приводит к интенсификации нагрева породы, однако отраженная волна уносит с собой часть энергии, создает помехи радиоприему и вредно влияет на здоровье работающих.

Величина амплитуды отраженной волны зависит от диэлектрической и магнитной проницаемостей. Коэффициент отражения определяется из выражения

$$k_{\text{отр}} = \frac{\sqrt{\frac{\mu_1}{\epsilon_1}} - \sqrt{\frac{\mu_2}{\epsilon_2}}}{\sqrt{\frac{\mu_1}{\epsilon_1}} + \sqrt{\frac{\mu_2}{\epsilon_2}}}, \quad (\text{III},117)$$

где μ_1 и ϵ_1 — магнитная и диэлектрическая проницаемости среды, по которой подводится электромагнитная волна к породе.

При повышении температуры породы увеличивается ее диэлектрическая проницаемость и уменьшается магнитная проницаемость, следовательно, увеличивается коэффициент отражения, т. е. при повышении температуры породы все меньшая часть электромагнитной энергии входит в нее. Распределение электромагнитной энергии в массиве породы описывается выражением

$$W = gSE_0^2 \frac{t}{2a} e^{-2\alpha l}, \quad (\text{III.118})$$

где S — поверхность, через которую электромагнитная волна входит в породу;

α — коэффициент затухания электромагнитной волны, являющийся функцией частоты поля и электрических характеристик $\alpha = f(g, \epsilon, \mu, \omega)$;

l — расстояние от поверхности породы до точки наблюдения.

При нагревании породы g и α увеличиваются, следовательно, энергия электромагнитной волны, распределяясь экспоненциально по направлению движения волны, концентрируется во все меньшем объеме породы, который интенсивно нагревается. С использованием полей высокой частоты можно нагревать сразу значительный объем породы, причем этот нагрев не зависит от теплопроводности породы и производится довольно быстро. Однако эффективность полей высокой частоты проявляется в соответствующих для данной частоты условиях.

Электрический нагрев породы применяется для электротермического разрушения пород, ослабления их прочности, оттаивания мерзлых грунтов и в других случаях.

При электротермическом разрушении пород небольшая часть массива породы или негабарита нагревается в среднем до температуры 600—700° С. Разогретый участок породы расширяется и в нем появляются механические напряжения, которые в некоторых точках превышают пределы прочности породы и она разрушается. Поскольку разрушение породы в этом случае происходит от растягивающих напряжений, то затраты энергии на разрушение невелики (до 3—5 квт·ч/м³). Эффективность такого разрушения определяется совокупностью механических, тепловых и электрических свойств породы, являющихся в данном случае функцией температуры.

Для ослабления прочности породы используются термомеханические напряжения, получающиеся при местном нагревании породы, а также вследствие различия физических свойств минералов, составляющих данную породу.

Петрографическое описание горных пород

Месторождение	Порода	Минералогический и химический состав, %						Строение			
Месторождение кварцитов Первуральского дипсавового завода	Голубовато-серый кварцит $\gamma = 2,62 \text{ г/см}^3$, $P = 0,0\%$	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	прочее	Текстура сланцеватая, структура гранобластовая			
		98,72	0,53	0,46	0,08	0,14	0,15				
Оленегорское железорудное	Пористый ожелезненный кварцит $\gamma = 2,24 \text{ г/см}^3$, $P = 20\%$							То же			
	Гнейс $\gamma = 2,8 \text{ г/см}^3$, $P = 0,8\%$	Плагиоклаз — 53,73, цоизит — 30,97, биотит — 14,56, кварц — 0,54, пирокон — 0,20						Текстура гнейсовая, структура зернисто-чешуйчатая			
	Железистый кварцит $\gamma = 3,44 \text{ г/см}^3$, $P = 2,6\%$	Кварц — 38,92, рудные — 53,58, пироксен — 3,05, амфибол — 2,05, биотит — 1,32, микроклин, апатит — 1,08						Текстура тонкополосчатая, структура зернистая			
	Безрудный кварцит $\gamma = 3,07 \text{ г/см}^3$, $P = 1,3\%$	Кварц — 74,24, рудные — 16,32, пироксен — 5,06, кальцит — 2,38, биотит — 1,95, апатит — 0,05						Текстура тонкополосчатая, структура равномерно-зернистая			
Шарташское месторождение гранитов	Пегматит $\gamma = 2,62 \text{ г/см}^3$, $P = 2,3\%$	Плагиоклаз — 53,07, микроклин — 28,43, кварц — 10,35, мусковит — 5,43, пироксен, гранат, хлорит, карбонат, эпидот — 2,3, апатит, сфен, турмалин — 0,35						Структура неравномерно-грубозернистая			
	Гранит $\gamma = 2,64 \text{ г/см}^3$, $P = 0,56\%$	Плагиоклаз — 55, калиевый полевой шпат — 15,5, кварц — 23,6, биотит — 5,9						Структура среднезернистая			
Смолинское месторождение гранитов	Гранит $\gamma = 2,64 \text{ г/см}^3$, $P = 0\%$	Плагиоклаз — 51, кварц — 24, микроклин — 18,8, биотит — 6, акцессорные — 0,2						Структура мелкозернистая			
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O
	Гранодиорит $\gamma = 2,74 \text{ г/см}^3$, $P = 0,7\%$	69,5	0,43	16,6	0,85	1,45	0,04	0,98	2,3	3,0	4,6
		70,0	0,26	17,0	0,7	4,0	0,03	0,45	2,05	2,72	5,0
	Гнейсовидный гранит $\gamma = 2,62 \text{ г/см}^3$, $P = 0,8\%$	Кислый плагиоклаз — 55, кварц — 18, калиевый полевой шпат — 6,7, темноцветные — 19,8						Структура крупнозернистая			
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O
Ровненское месторождение гранитов	Гранит $\gamma = 2,68 \text{ г/см}^3$, $P = 0,6\%$	Кварц — 28,5, калиевый полевой шпат — 32,5, плагиоклаз — 34, биотит — 5						Текстура гнейсовидная, структура гранобластовая			
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O
		61,6	0,54	17,32	2,01	2,9	0,07	4,9	4,5	2,2	3,7
	Гранит $\gamma = 2,69 \text{ г/см}^3$, $P = 0,6\%$	50,57		22,75		16,26		10,42		Структура мелкозернистая	

Месторождение	Порода	Минералогический и химический состав, %								Строение	
Ровиенское месторождение гранитов	Гранит $\gamma = 2,68 \text{ г/см}^3$, $P = 0,4\%$	39,41		25,23		23,29		12,09		Структура крупнозернистая	
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	Ka ₂ O	FeO	MgO	MnO		
		69,7	16,49	3,14	5,3	2,75	1,52	0,97	0,05		
Ждановское	Габбро $\gamma = 3,11 \text{ г/см}^3$, $P = 1,0\%$	70,16	15,55	1,91	4,5	3,71	1,77	1,12	0,06	Текстура трахитоидная, структура пойкилитовая	
		72,01	15,03	1,88	4,47	3,71	1,35	0,86	0,04		
		Пироксен—45,43, оливин—25,67, плагиоклаз—15,35, роговая обманка, хлорит—14,85, рудные—1,45									
Бакальское железорудное	Перидотит оруденелый серпентинизированный $\gamma = 3,08 \text{ г/см}^3$, $P = 0,7\%$	Оливин—26,38, пироксен—5,43, серпентин—45,22, биотит—4,25, хлорит—5,35, кальцит—1,07, рудные—12,30								Текстура массивная, структура сидеронитовая	
		Пироксен—28,06, биотит—5,43, роговая обманка—8,16, серпентин—14,22, оливин—31,15, рудные—3,38									
		SiO ₂ —98									
Карьер ЮГОКа (гор. ± 0 м)	Доломит $\gamma = 2,8 \text{ г/см}^3$, $P = 0,7\%$	Магнетит—1,05, карбонат—94,7, кварц—3,3								Структура массивная, структура зернистая	
		SiO ₂ —98									
		Плагиоклаз—43,67, пироксен—21,12, роговая обманка—17,31, биотит—4,57, оливин—8,67									
Михайловское месторождение Курской магнитной аномалии	Сланец $\gamma = 2,72 \text{ г/см}^3$, $P = 1,4\%$	Хлорит—35,4, тальк—14,86, карбонат—27,7, кварц—18,8								Структура порфиробластовая	
		Кварц—36,4, рудные—51,32, биотит—1,2									
		Кварц—24, гематит—45, магнетит—15, карбонат—2, пирит—13									
Лебединское месторождение Курской магнитной аномалии	Мартито-магнетитовый железистый кварцит полуокисленный $\gamma = 3,53 \text{ г/см}^3$, $P = 18\%$	Кварц—25—28, бурые гидроокислы железа 70—72, карбонат—2—3								Текстура полосчатая, структура зернистая	
		Кварц—38,1, магнетит—25, гематит—24,77, гетит-гидрогетит—2,86, пирит—0,04, карбонат—2,16, каолинит—3,83									
		Амфиболо-магнетитовый железистый кварцит неокисленный $\gamma = 3,6 \text{ г/см}^3$, $P = 13\%$									
		Магнетит—32,9, кварц—31,8, куммингтонит—12,6, карбонат—5,1, каолинит—3,2, мусковит—0,78								То же	

Показатели тепловых свойств горных пород в зависимости от температуры

Порода	Константы породы	Показатели тепловых свойств пород при температуре, °С													
		18	50	100	150	200	250	300	350	400	450	500	550	575	600
Средне- и мелкозернистый гранит (Ровненское месторождение)	$a \cdot 10^{-3}$	5,36	4,43	3,75	3,16	2,76	2,68	2,58	2,48	2,38	2,91	—	—	—	—
	λ	2,15	2,05	1,87	1,75	1,69	1,65	1,62	1,6	1,57	1,55	—	—	—	—
	c	0,401	0,464	0,6	0,554	0,61	0,619	0,63	0,646	0,674	0,7	—	—	—	—
	$E \cdot 10^5$	6,6	5,6	5,0	4,0	3,4	3,2	3,0	2,75	2,55	2,25	2,15	2,0	1,9	1,5
Крупнозернистый гранит	$a \cdot 10^{-3}$	4,7	3,8	3,25	3,0	2,48	2,41	2,31	2,26	2,16	2,06	—	—	—	—
	λ	1,93	1,82	1,62	1,59	1,52	1,49	1,48	1,47	1,46	1,45	—	—	—	—
	c	0,41	0,47	0,5	0,53	0,615	0,619	0,64	0,65	0,675	0,706	—	—	—	—
	$\beta \cdot 10^{-5}$	—	—	—	0,7	0,9	1,2	1,4	1,6	1,92	2,26	2,8	3,4	5,2	6,55
Серый гранит (Ровненское месторождение)	$a \cdot 10^{-3}$	6,26	5,0	3,65	3,28	2,9	2,8	2,68	2,61	2,51	2,35	—	—	—	—
	λ	2,45	2,25	1,85	1,75	1,75	1,7	1,67	1,665	1,66	1,6	—	—	—	—
	c	0,39	0,45	0,507	0,534	0,604	0,608	0,625	0,639	0,662	0,68	—	—	—	—
	$\beta \cdot 10^{-5}$	—	—	—	0,95	1,1	1,35	1,6	1,75	1,6	2,05	2,45	2,95	3,76	4,0
Среднезернистый гранит (Шарташское месторождение)	$a \cdot 10^{-3}$	2,44	2,12	1,8	1,47	1,3	1,23	1,2	1,17	1,111	1,18	—	—	—	—
	λ	1,02	0,98	0,9	0,82	0,78	0,762	0,756	0,75	0,748	0,745	—	—	—	—
	c	0,42	0,46	0,5	0,556	0,601	0,618	0,029	0,642	0,675	0,692	—	—	—	—
	$\beta \cdot 10^{-5}$	—	—	—	0,9	0,95	1,0	1,3	1,5	1,75	1,89	2,45	2,55	3,0	4,0
Микрокварцит (Бакальское месторождение)	$a \cdot 10^{-3}$	5,27	4,5	4,12	3,6	3,1	3,18	2,8	2,7	2,56	2,37	—	—	—	—
	λ	2,4	2,25	2,2	2,0	1,8	1,95	1,8	1,8	1,75	1,7	—	—	—	—
	c	0,455	0,5	0,534	0,557	0,58	0,612	0,642	0,666	0,685	0,719	—	—	—	—
	$E \cdot 10^5$	3,25	3,15	3,0	2,75	2,65	2,4	2,3	2,1	1,95	1,65	1,45	1,25	1,0	0,9
Доломит (Бакальское месторождение)	$a \cdot 10^{-3}$	6,04	5,25	4,76	4,51	4,34	3,83	3,82	3,54	3,57	3,23	—	—	—	—

Доломит (Бакальское месторождение)	λ	3,65	3,28	3,03	2,9	2,91	2,7	2,76	2,6	2,73	2,55	—	—	—	—
	c	0,605	0,625	0,635	0,643	0,67	0,705	0,723	0,735	0,765	0,79	—	—	—	—
	$\beta \cdot 10^{-5}$	—	—	—	1,45	1,7	1,9	2,3	2,5	2,7	2,85	—	—	—	—
	$E \cdot 10^5$	4,15	3,78	3,65	3,3	2,9	2,63	2,3	2,12	1,95	1,8	—	—	—	—
Пегматит (Оленегорское месторождение)	$a \cdot 10^{-3}$	6,27	4,72	3,57	2,85	2,62	2,59	2,49	1,84	1,86	1,25	—	—	—	—
	λ	3,27	2,64	2,03	1,74	1,66	1,7	1,68	1,27	1,37	0,95	—	—	—	—
	c	0,52	0,56	0,57	0,6	0,635	0,655	0,676	0,63	0,734	0,758	—	—	3,4	4,2
	$\beta \cdot 10^{-5}$	—	—	—	1,4	1,3	1,5	1,6	1,7	1,8	1,98	2,2	2,45	3,1	4,5
Габбро (Идановское месторождение)	$a \cdot 10^{-3}$	4,52	3,85	3,23	2,71	2,56	2,48	2,36	2,27	2,13	2,07	—	—	—	—
	λ	2,8	2,5	2,2	1,9	1,89	1,86	1,84	1,82	1,81	1,8	—	—	—	—
	c	0,62	0,65	0,68	0,7	0,74	0,75	0,78	0,8	0,85	0,87	—	—	1,04	1,06
	$\beta \cdot 10^{-5}$	—	—	0,5	0,65	0,6	0,7	0,74	0,78	0,83	0,9	0,95	1,0	1,04	5,72
Оруденелый серпентинизированный перidotит	$a \cdot 10^{-3}$	5,2	4,69	4,3	3,97	3,64	3,53	3,38	3,27	3,13	2,74	—	—	—	—
	λ	3,2	3,0	2,83	2,7	2,6	2,6	2,55	2,54	2,5	2,3	—	—	—	—
	c	0,616	0,64	0,66	0,68	0,716	0,736	0,755	0,38	0,8	0,84	—	—	0,78	0,8
	$\beta \cdot 10^{-5}$	—	—	0,45	0,45	0,5	0,57	0,6	0,65	0,68	0,7	0,72	0,75	5,27	5,25
Диабаз (Бакальское месторождение)	$a \cdot 10^{-3}$	4,95	4,3	3,87	3,3	3,08	2,9	2,84	2,76	2,65	2,44	—	—	—	—
	λ	2,4	2,1	1,9	1,85	1,82	1,8	1,18	1,78	1,75	1,7	—	—	—	—
	c	0,486	0,49	0,5	0,56	0,59	0,62	0,635	0,645	0,66	0,685	—	—	1,55	1,60
	$\beta \cdot 10^{-5}$	—	—	—	0,9	0,95	1,05	1,1	1,15	1,2	1,4	4,45	4,5	3,45	3,3
Сланец (Бакальское месторождение)	$a \cdot 10^{-3}$	8,5	6,85	6,0	5,3	5,14	5,0	4,8	4,62	4,45	4,21	—	—	—	—
	λ	4,2	3,9	3,6	3,4	3,4	3,35	3,32	3,3	3,25	3,2	—	—	—	—
	c	0,495	0,57	0,6	0,643	0,665	0,673	0,69	0,71	0,73	0,76	—	—	4,35	4,4
	$\beta \cdot 10^{-5}$	4,2	4,18	4,17	4,16	4,15	4,13	4,11	4,09	4,05	4,0	3,95	3,9	3,85	3,8
Железистый кварц с слоистостью (Оленегорское месторождение)	$a \cdot 10^{-3}$	7,4	6,85	6,42	5,57	5,28	5,0	4,66	4,55	4,55	4,29	—	—	—	—
	λ	4,03	3,9	3,882	3,81	3,78	3,74	3,73	3,75	3,8	3,7	—	—	—	—
	c	0,545	0,57	0,635	0,685	0,716	0,75	0,8	0,823	0,87	0,863	—	—	2,65	3,0
	$\beta \cdot 10^{-5}$	—	—	—	0,45	0,53	0,61	0,8	0,9	1,05	1,2	1,65	2,2	2,65	3,0
	$E \cdot 10^5$	5,0	4,7	4,5	7,1	3,5	3,1	2,8	2,4	2,15	1,75	1,55	1,42	1,2	1,0

Порода	Константы породы	Показатели тепловых свойств пород при температуре, °C													
		18	50	100	150	200	250	300	350	400	450	500	550	575	600
Железистый кварцит слоистости	$a \cdot 10^{-3}$	7,86	7,44	6,54	6,09	5,6	5,26	4,89	4,79	4,71	4,59	—	—	—	—
	λ	4,32	4,22	4,17	4,14	4,0	3,97	3,95	3,93	3,94	3,945	—	—	—	—
	c	0,55	0,568	0,64	0,68	0,715	0,755	0,81	0,82	0,836	0,86	—	—	—	—
	$\beta \cdot 10^{-5}$	—	—	—	1,5	1,5	1,52	1,6	1,68	1,75	2,0	2,3	3,55	4,2	6,7
Серпентинизированный перидотит	$a \cdot 10^{-3}$	3,9	3,59	3,27	3,0	2,8	2,42	2,32	2,27	2,19	2,14	—	—	—	—
	λ	2,4	2,3	2,2	2,1	2,05	1,86	1,86	1,84	1,85	1,86	—	—	—	—
	c	0,615	0,64	0,673	0,7	0,73	0,76	0,8	0,81	0,845	0,867	—	—	—	—
	$\beta \cdot 10^{-5}$	—	—	0,45	0,47	0,49	0,5	0,53	0,55	0,58	0,65	0,68	0,73	0,75	0,75
Ожелезненный кварцит (Первоуральское месторождение)	$a \cdot 10^{-3}$	3,12	2,91	2,72	2,67	2,56	2,46	2,4	2,36	2,26	2,18	—	—	—	—
	λ	1,31	1,28	1,25	1,24	1,23	1,23	1,22	1,215	1,21	1,2	—	—	—	—
	c	0,42	0,44	0,46	0,465	0,48	0,5	0,507	0,515	0,535	0,55	—	—	—	—
	$\beta \cdot 10^{-5}$	—	—	—	0,9	1,2	1,2	1,25	1,26	1,3	1,27	1,4	1,42	1,5	1,55
Безрудный кварцит \perp слоистости (Оленегорское месторождение)	$a \cdot 10^{-3}$	5,46	4,66	4,07	3,73	3,35	3,24	3,14	3,04	2,97	2,86	—	—	—	—
	λ	2,85	2,6	2,5	2,45	2,432	2,4	2,38	2,37	2,375	2,371	—	—	—	—
	c	0,523	0,556	0,61	0,655	0,705	0,74	0,756	0,78	0,8	0,83	—	—	—	—
	$\beta \cdot 10^{-5}$	—	—	—	1,0	1,2	1,33	1,5	1,65	2,0	2,6	3,2	3,9	5,3	5,0
Безрудный кварцит слоистости	$a \cdot 10^{-3}$	6,1	5,42	4,84	4,37	3,84	3,72	3,67	3,6	3,44	3,2	—	—	—	—
	λ	3,2	3,04	2,98	2,87	2,8	2,83	2,8	2,79	2,75	2,72	—	—	—	—
	c	0,525	0,56	0,615	0,665	0,73	0,76	0,763	0,78	0,8	0,85	—	—	—	—
	$\beta \cdot 10^{-5}$	—	—	—	1,2	1,31	1,53	1,72	2,1	2,5	3,0	5,5	6,5	3,3	2,8
Гнейс \perp слоистости (Оленегорское месторождение)	$a \cdot 10^{-3}$	9,0	8,7	8,5	7,1	6,22	5,73	5,31	5,45	4,85	4,45	4,15	3,75	3,5	3,1
	λ	2,24	2,09	2,0	1,98	1,9	1,87	1,86	1,865	1,85	1,84	—	—	—	—
	c	0,51	0,55	0,6	0,65	0,7	0,75	0,795	0,83	0,85	0,9	—	—	—	—
	$E \cdot 10^5$	5,76	5,42	5,2	4,5	4,0	3,8	3,4	2,9	2,5	2,1	1,85	1,4	1,1	0,95

Гнейс слоистости	$a \cdot 10^{-3}$	4,82	4,12	3,64	3,34	3,11	3,0	2,76	2,59	2,55	2,41	—	—	—	—
	λ	2,48	2,39	2,36	2,3	2,28	2,25	2,2	2,15	2,18	2,16	—	—	—	—
	c	0,515	0,582	0,646	0,689	0,735	0,75	0,795	0,83	0,854	0,896	—	—	—	—
	$\beta \cdot 10^{-5}$	—	—	—	0,95	1,35	1,63	1,8	1,95	2,15	2,35	2,55	2,9	—	—
Мелкозернистый гранит (Шарташское месторождение)	$E \cdot 10^5$	6,6	6,5	6,4	6,1	4,2	3,8	3,6	3,5	3,4	3,35	3,3	3,28	3,26	3,2
	$a \cdot 10^{-3}$	1,89	1,64	1,49	1,33	1,15	1,1	1,07	1,01	0,97	0,94	—	—	—	—
	λ	0,786	0,756	0,75	0,74	0,694	0,68	0,67	0,66	0,655	0,65	—	—	—	—
	c	0,415	0,462	0,503	0,557	0,602	0,82	0,628	0,65	0,675	0,69	—	—	—	—
Гранодиорит (Смолинское месторождение)	$\beta \cdot 10^{-5}$	—	—	—	0,99	1,05	1,15	1,35	1,4	1,5	1,8	1,9	2,1	2,4	2,75
	$E \cdot 10^5$	4,2	4,1	4,0	3,88	3,6	3,3	3,0	2,85	2,7	2,4	2,1	1,85	1,65	1,45
	$a \cdot 10^{-3}$	3,13	2,76	2,37	1,98	1,8	1,74	1,76	1,7	1,65	1,61	—	—	—	—
	λ	1,5	1,46	1,35	1,21	1,17	1,17	1,2	1,2	1,198	1,19	—	—	—	—
Гранитогнейс (Смолинское месторождение)	c	0,48	0,53	0,57	0,61	0,65	0,672	0,684	0,706	0,725	0,74	—	—	—	—
	$\beta \cdot 10^{-5}$	—	—	—	—	1,35	1,45	1,54	1,72	1,85	2,1	2,45	3,0	3,4	3,8
	$E \cdot 10^5$	3,9	3,89	3,85	3,75	3,68	3,45	3,3	3,0	2,8	2,6	2,2	2,0	1,8	1,7
	$a \cdot 10^{-3}$	6,9	5,88	5,62	5,0	4,22	4,54	3,98	3,91	3,78	3,66	—	—	—	—
Кварцит (Первоуральское месторождение)	λ	2,9	2,9	2,97	2,84	2,6	2,83	2,6	2,6	2,58	2,55	—	—	—	—
	c	0,449	0,494	0,53	0,562	0,616	0,623	0,654	0,665	0,683	0,698	—	—	—	—
	$\beta \cdot 10^{-5}$	—	—	—	—	1,0	1,02	1,0	1,1	1,3	1,4	1,5	1,7	2,3	2,7
	$E \cdot 10^5$	4,6	4,58	4,55	4,45	4,15	4,1	3,8	3,6	3,35	3,1	2,75	2,4	2,25	2,1
Кварцит (Первоуральское месторождение)	$a \cdot 10^{-3}$	5,64	4,92	4,07	3,82	3,53	3,37	3,06	3,05	3,14	2,92	—	—	—	—
	λ	2,65	2,45	2,2	2,16	2,14	2,1	2,02	2,06	2,18	2,1	—	—	—	—
	c	0,47	0,5	0,54	0,565	0,605	0,625	0,662	0,675	0,695	0,72	—	—	—	—
	$\beta \cdot 10^{-5}$	—	—	—	—	1,35	1,51	1,75	1,9	2,1	2,3	2,5	3,1	3,5	4,0
Мартито-магнетитовый железистый полуокисленный кварцит слоистости (Лебединский карьер КМА)	$E \cdot 10^5$	6,7	6,68	6,65	6,28	6,15	5,9	5,6	5,35	5,15	4,75	4,0	3,75	3,5	3,25
	$a \cdot 10^{-3}$	1,63	1,7	1,52	1,49	1,2	1,04	0,89	0,79	0,81	1,14	0,8	0,74	0,555	0,605
	λ	0,894	0,962	0,95	1,006	0,89	0,782	0,714	0,65	0,676	1,005	0,715	0,668	0,503	0,561
	c	0,548	0,564	0,622	0,673	0,738	0,752	0,801	0,822	0,835	0,878	0,893	0,900	0,908	0,923
То же, \perp слоистости	$\beta \cdot 10^{-5}$	—	—	0,88	0,90	0,96	1,06	1,63	1,98	2,21	2,35	4,64	3,59	13,8	4,7
	$E \cdot 10^5$	5,85	—	6,44	6,44	6,02	6,44	6,02	5,78	5,6	5,2	4,48	3,62	2,89	2,77
	$a \cdot 10^{-3}$	2,02	1,95	1,75	1,62	1,4	1,37	1,215	1,2	1,09	1,01	0,91	0,865	0,85	0,826
	λ	1,1	1,1	1,1	1,084	1,032	1,032	0,974	0,99	0,93	0,881	0,815	0,776	0,761	0,761
	c	0,544	0,565	0,623	0,679	0,740	0,754	0,802	0,892	0,85	0,872	0,892	0,899	0,902	0,921
	$\beta \cdot 10^{-5}$	—	—	1,42	0,97	0,91	1,42	1,42	1,56	1,96	2,99	3,89	6,87	12,8	17,5
	$E \cdot 10^5$	4,6	—	4,71	4,73	4,72	4,69	4,65	4,58	4,48	4,33	4,29	0,985	0,826	0,68
	$a \cdot 10^{-3}$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Порода	Константы породы	Показатели тепловых свойств пород при температуре, °С													
		18	50	100	150	200	250	300	350	400	450	500	550	575	600
Амфиболомагнетито- вый железистый не- окисленный квар- цит слоистости (Лебединский карьер КМА)	$a \cdot 10^{-3}$	5,74	5,54	5,2	4,81	4,32	4,2	3,57	3,22	2,56	2,71	2,94	3,13	3,22	3,18
	λ	3,318	3,46	3,56	3,598	3,41	3,43	3,075	2,85	2,32	2,499	2,758	3,017	3,177	3,177
	c	0,58	0,625	0,686	0,745	0,79	0,82	0,86	0,887	0,905	0,92	0,94	0,962	0,98	0,997
	$E \cdot 10^5$	7,43	—	7,44	6,6	6,07	5,34	4,98	4,98	4,67	4,39	4,25	3,79	2,91	2,39
То же, ⊥ слоистости	$a \cdot 10^{-3}$	2,26	2,07	1,89	1,7	1,6	1,5	1,42	1,35	1,3	1,23	1,18	1,15	1,12	1,11
	λ	1,31	1,296	1,286	1,26	1,254	1,23	1,218	1,187	1,174	1,136	1,112	1,101	1,409	1,211
	c	0,58	0,625	0,683	0,744	0,785	0,892	0,815	0,882	0,902	0,922	0,945	0,963	0,987	0,999
	$\beta \cdot 10^{-5}$	—	—	0,95	1,11	1,11	1,22	1,34	1,77	1,95	2,81	2,67	3,18	7,29	4,45
Окисленный желези- стый кварцит ⊥ слоистости (Ми- хайловский карьер КМА)	$E \cdot 10^5$	4,69	—	5,36	5,36	5,18	5,08	4,97	4,94	4,8	4,52	4,37	3,89	3,02	2,89
	$a \cdot 10^{-3}$	3,91	—	2,57	—	2,1	—	1,94	—	1,8	Растрескался	—	—	—	—
	λ	2,03	—	1,76	—	1,7	—	1,67	—	1,63	—	—	—	—	—
	c	0,52	—	0,685	—	0,81	—	0,86	—	0,304	—	—	—	—	—
То же, слоистости	$\beta \cdot 10^{-5}$	—	—	—	1,2	—	1,7	—	2,2	—	2,24	—	6,3	12,0	6,0
	$E \cdot 10^5$	3,9	—	4,2	—	3,9	—	3,6	—	3,0	—	2,4	—	1,2	1,4
	$a \cdot 10^{-3}$	3,53	—	2,12	1,96	—	Растрескался	—	—	—	—	—	—	—	—
	λ	1,87	—	1,46	1,385	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Полуокисленный же- лезистый кварцит ⊥ слоистости (Ми- хайловский карьер КМА)	c	0,53	—	0,69	0,709	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	$\beta \cdot 10^{-5}$	—	—	—	1,05	—	1,52	—	1,6	—	2,1	—	6,2	10,5	2,3
	$E \cdot 10^5$	7,5	—	8,2	8,4	8,3	—	8,0	—	7,2	—	6,0	—	3,1	4,0
	$a \cdot 10^{-3}$	2,42	1,41	1,67	1,46	1,33	1,2	1,07	1,13	1,04	1,01	—	—	—	—
	λ	1,4	0,83	1,08	1,04	1,0	0,94	0,875	0,94	0,89	0,88	—	—	—	—
	c	0,52	0,586	0,646	0,715	0,755	0,785	0,816	0,83	0,855	0,868	—	—	—	—
	$\beta \cdot 10^{-5}$	—	—	—	1,12	1,36	1,45	—	1,62	1,7	—	2,2	3,6	7,9	4,2
	$E \cdot 10^5$	6,8	6,65	6,3	6,2	6,0	—	5,6	—	4,9	4,6	—	—	2,5	2,45

Приложение. Приведенные в приложении данные имеют следующие единицы измерений: $a - \text{м}^2/\text{ч}$, $c - \text{ккал}/\text{м}^3 \cdot \text{град}$, $E - \text{кГ}/\text{см}^2$, $\lambda - \text{ккал}/\text{м} \cdot \text{ч} \cdot \text{град}$, $\beta - \text{град}^{-1}$.

Термические эффекты некоторых горных пород и минералов [35, 37]

Порода, минерал	Температура эффекта, °С	Природа эффекта
Арагонит	450 900	Монотропное превращение Диссоциация (44%)
Ангидрит	1450	Плавление
Апортит	1500—1550	То же
Алюминий	660	»
Альбит	1100—1250	»
Азурит	200	Разложение
Арсенопирит	675	Возгонка
Боксит (смесь каолинита с диаспором)	285—310	Дегидратация
Берилл	1420	Плавление
Биотит	1100	Распад решетки
Бром	58,6	Кипение
Барит	1580	Плавление
Барий	710	То же
Гидрогематит	120—140 340	Дегидратация »
Гидромусковит (группа слюд)	140—180 600—650 1100 130—170	» » » »
Глауконит (группа слюд)	550—600	Плавление
Гематит	1390	Плавление
Галлит	800	То же
Галенит	1130	Плавление
Гипс	110—120 170—190 360 730—740	Дегидратация (15,8%) То же Перестройка решетки Распад доломита
Диопсид	1391	Плавление
Доломит	900	Диссоциация
Змеевик	130—170	Дегидратация
Змеевик (серпентин)	650—730 900	То же Диссоциация
Йод	113,5	Плавление
Кальцит	1025 550—600	То же Дегидратация
Каолинит	960	Перестройка решетки
Кассiterит	1625	Плавление
Корунд	2050 ± 10	То же
Кварц	1470	Плавление
Кераргирит	455 ± 5	То же
Ковеллин	501 ± 10	Диссоциация
Карналит	125	Плавление
Киноварь	1450	То же
Магнезит	373—540	Диссоциация
Мусковит	125 450—650 850—900	Потеря гигроскопической воды Потеря конституционной воды Разрушение решетки
Магнетит	1590	Плавление

Порода, минерал	Температура эффекта, °C	Природа эффекта
Марганец	1254	То же
Молибдит	795 ± 2	Плавление
Магний	659	То же
Малахит	200	Разложение
Мышьяк	604	Возгонка
Нефелин	1526	Плавление
Оливин	1208	То же
Ортоклаз	1170 ± 10	»
Пирит	1200	»
Плагиоклазы	1100—1550	»
Сомиолит (группа талька)	130—150 800—850	Потеря адсорбционной воды Потеря конституционной воды
Сурьма	413 630,5 1640	Переход Плавление Кипение
Сидерит	350—450 1000	Диссоциация
Сфалерит	1020 ± 10	Плавление
Смитсонит	296	Диссоциация
Сера	96,5	Плавление
Селен	217,4	То же
Сильвин	770	»
Тальк	800—840	Разложение
Циркон	2430 ± 20	Плавление
Цинк	419	То же
Церуссит	285	Диссоциация
Халькозин	1110 ± 20	Плавление
Хризоберилл	1820	То же
Хлорапатит	1580	Плавление
Флюорит	1392	То же
Фосфор	280,5	Кипение
Фторапатит	1660	Плавление

ПРИЛОЖЕНИЕ 4

Теплота полиморфных превращений и плавления основных пордообразующих минералов [35]

Соединение	Минерал	Изменение фазы	Температура, °C	$\Delta h, \text{дж/град}$
Al_2O_3	Корунд	$\gamma \rightarrow \alpha$	20	0,41
		Твердая \rightarrow жидккая	2045	1070
Au	Золото	Твердая \rightarrow жидккая	1063	65 ± 4
BaCO_3	Витерит	$\alpha \rightarrow \beta$	810	97,5
BaSO_4	Барит	Твердая \rightarrow жидккая	1350	174
$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$	Анортит	Твердая \rightarrow жидккая	1550	440
CaCO_3	Кальцит	\rightarrow Арагонит		-21
CaFe_2	Флюорит	Твердая \rightarrow жидкая	1392	220
CaSO_4	Ангидрит	Твердая \rightarrow жидкая	1297	201
Cu	Медь	Твердая \rightarrow жидкая	1084	200

Соединение	Минерал	Изменение фазы	Температура, °C	Δh , дж/град
CuO	Халькозин Железо	Твердая → жидккая	1447	148
Cu ₂ O		Твердая → жидккая	1230	391
Cu ₂ S		$\alpha \rightarrow \beta$	103	35,2
Fe		$\alpha \rightarrow \beta$	755	Нет данных
		$\beta \rightarrow \gamma$	903	
		$\gamma \rightarrow \delta$	1401	
		Твердая → жидкая	1530	
Fe ₃ O ₄		Точка Кюри	576	
Fe ₂ O ₃		Аморфная → α	33	
H ₂ O		Лед	0	
KCl	Сильвин	Твердая → жидкая	770	360
KNO ₃	Селитра	$\alpha \rightarrow \beta$	128	58,5
NaCl	Галит	Твердая → жидкая	338	117,5
NaAlSi ₃ O ₈	Альбит	Твердая → жидкая	80	530
PbS	Галенит	Твердая → жидкая	1105	203
S	Сера	Твердая → жидкая	1114	73
		Ромбическая → моноклин	95	11+4
		Моноклин → жидкая	119,6	
		Жидкая → вязкая	160	
		Твердая → жидкая	546	
Sb ₂ S ₃	Стибнит	α -кварц → β -кварц	575	14,6
SiO ₂		α -кристобаллит → β -кристобаллит	250	1, 3, 2
		β -кристобаллит → α -кварц	77	-117
		Кварц → жидкая	1470	244
		Кристобаллит → жидкая	1713	142
TiO ₂	Рутил	Твердая → жидкая	1825	597
ZnS	Сфалерит	Твердая → жидкая	1645	391

ПРИЛОЖЕНИЕ 5

Плотность минералов и горных пород при высокой температуре [35]

Минерал, порода	Температура, °C	Плотность, г/см ³		Разница в плотности, *
		кристаллическое состояние	жидкое состояние	
Диабаз	1200	2,89—2,88	2,6—2,64	9,9—8,4
Базальт	1250	2,98	2,63	11,7
Диорит	1250	2,839	2,6	8,45
Плагиоклаз	1480	2,63	2,519	4,2
Медь	1083 **	8,29	7,96	3,9
Железо чистое	1535 **	7,30	7,25	0,68
Поваренная соль	804 **	1,9	1,55	18,6
Сильвин	776 **	1,766	1,524	13,6
Акерманит	1458 **	2,94	2,724	7,5
Диопсид	1391 **	3,14	2,671	14,8

* Разница в плотности равна разнице плотностей кристаллического и жидкого состояния при указанной температуре в процентах по отношению к значению плотности кристаллического состояния.

** Точка плавления.

ЛИТЕРАТУРА

1. Шрейнер Л. А., Петрова О. П., Якушев В. П. и др. Механические и абразивные свойства горных пород. Гостоптехиздат, 1958.
2. Барон Л. И., Вбликов В. Влияние температуры на сопротивляемость горных пород механическому разрушению. Сб. «Физико-механические свойства, давление и разрушение горных пород», вып. 2. Изд-во АН СССР, 1963.
3. Суптеля В. В. Исследование зависимости прочности горных пород на одноосное сжатие от температуры. Сб. «Физика горных пород и процессов». Научные труды МГИ № 55. Изд-во «Недра», 1967.
4. Николин В. И., Дудушкина К. И. Прочность осадочных пород при термических воздействиях. Научные труды Магнитогорского горнометаллургического института, вып. 35, 1965.
5. Ямщикова В. С., Виггин В. Е., Егурнов В. Г. Устройство для автоматической записи диаграмм «Нагрузка — деформация» при испытании горных пород на сжатие. «Заводская лаборатория», 1965, № 5.
6. Протодьяконов М. М., Коффман М. И. и др. Паспорта прочности горных пород и методы их определения. Изд-во «Наука», 1964.
7. Мельничук И. П., Фокеев В. М. Исследование влияния температуры на механические свойства горных пород. Изв. вузов «Геология и разведка», 1966, № 7.
8. Фокеев В. М., Мельничук И. П. О некоторых причинах изменения механических свойств горных пород при термическом воздействии и последующем охлаждении. Изв. вузов «Геология и разведка», 1965, № 5.
9. Байдук Б. В. Механические свойства горных пород при высоких температурах. Гостоптехиздат, 1963.
10. Griggs D., Tuggee F., Heaged H. Deformation of rocks at 500° С до 800° С. «The Geol. Soc. Amer. Mem.», N 79, 1960.
11. Розанов Л. Н. Физико-механические условия образования тектонических структур платформенного типа. Изд-во «Недра», 1965.
12. Handin J. and Hager R. V. Experimental deformation of Sedimentary rocks under confining pressure: tests at high temperature. Bull. of the American Association of Petroleum Geologists, vol. 42, N 12, 1958.
13. Капане Y. Differential path method for measuring Ultrasonic velocities in classes at high temperatures. «Journal Acous. Soc. America», vol. 35, N 1, 1963.
14. Воларович М. П., Гурович А. С. Исследование динамического модуля упругости горных пород в зависимости от температуры. Изв. АН СССР, геофизическая серия, 1957, № 4.
15. Ямщикова В. С. Ультразвуковые и звуковые методы исследования горных пород. Изд. МИРГЭМ, 1964.
16. Мухин Л. М. Динамические методы определения констант упругости материалов при повышенных температурах. «Заводская лаборатория», 1964, № 2.
17. Калугин Б. А., Михайлов И. Г. Новый ультразвуковой метод измерения упругих свойств твердых тел при высоких температурах. «Акустический журнал», 1961, № 2.
18. Ямщикова В. С. Исследование зависимости модуля упругости горных пород от температуры. Изв. АН СССР, «Физика Земли», 1965, № 10.
19. Силаева О. И. Исследование с помощью ультразвука скоростей распространения упругих волн и упругих параметров в образцах горных пород при одностороннем давлении. Труды Института физики Земли им. О. Ю. Шмидта, № 27, 1962.
20. Ржеевский В. В., Вайншток И. С., Ямщикова В. С. Ультразвуковой импульсный прибор для исследования горных пород. «Горный журнал», 1965, № 1.
21. Ямщикова В. С., Добровольский Г. Н. О методике совместного определения модуля Юнга и коэффициента теплового линейного расширения горных пород. Изв. вузов «Горный журнал», 1965, № 9.
22. Зинер К. Упругость и неупругость металлов. Сб. «Упругость и неупругость металлов». Перевод с английского. Металлургиздат, 1954.
23. Каин-суй. Релаксация напряжения на границах зерен в металлах. Сб. «Упругость и неупругость металлов». Металлургиздат, 1954.
24. Дмитриев А. П., Ямщикова В. С. Влияние упругости горных пород на их буримость термическим способом. Изв. вузов. «Горный журнал», 1965, № 7.

25. Кузяев Л. С., Протасов Ю. И. Измерение температуры поверхности породы при термобурении. «Инженерно-физический журнал», 1964, № 9.
26. Агроксин А. А. Физика угля. Металлургиздат, 1965.
27. Михеев М. А. Основы теплопередачи. Энергоиздат, 1947.
28. Ржевский В. В., Новик Г. Я. Основы физики горных пород. Изд-во «Недра», 1967.
29. Кондратьев Г. М. Тепловые измерения. Машгиз, 1957.
30. Лившиц Б. Г. Физические свойства сплавов. Металлургиздат, 1946.
31. Верхинская А. Б. Метод источника постоянной мощности. Сб. «Тепло и массоперенос», т. 1. Изд-во АН БССР, 1962.
32. Кулаков М. В. Задачи теплопроводности с источником тепла. Сб. «Тепло и массоперенос», т. 1. Изд-во АН БССР, 1962.
33. Дмитриев А. П., Доброловский Г. Н., Кузяев Л. С., Третьяков О. Н., Ямщикова В. С. Определение некоторых физических свойств горных пород для оценки их буримости термическим способом. Изв. вузов «Горный журнал», 1964, № 8.
34. Тохтуев Г. В., Борисенко В. Г., Титляков А. А. Физико-механические свойства горных пород Кризбасса. ГИГЛ УССР, 1962.
35. Берч Ф., Шерер Д., Спайсер Г. Справочник для геологов по физическим константам. Изд-во иностр. лит., 1949.
36. Миронов Н. П. Термические характеристики сухого и увлажненного угля. Доклад на Всесоюзной конференции по физике горных пород и процессов. МИРГЭМ. Изд. МИРГЭМ, 1965.
37. Берг Л. Г. Термография. Изд-во АН СССР, 1960.
38. Рыбаков В. М., Вощанов К. П. Технология рудной дуговой сварки. Машгиз, 1953.
39. Борисов В. Н. Засецкий Л. П. Основные физико-химические свойства серы. Самородная сера. Труды ГИГХС, вып. 6. Изд. ГИГХС, 1960.
40. Пахтионов М. О., Тархов А. Г. Опыт терморазведки на колчеданных месторождениях Урала. Изв. вузов «Геология и разведка», 1967, № 5.
41. Дмитриев А. П., Кузяев Л. С. Термодинамические процессы в горных породах, вып. 1. Изд. МГИ, 1967.
42. Любимов И. С. Фазовые превращения и явление полиморфизма в горных породах. Научные труды МИРГЭМ, Сб. 52. Изд. МИРГЭМ, 1964.
43. Аренс В. Ж., Новик Г. Я., Шостак А. Г. Подземная выплавка серы. Изд-во «Наукова думка», 1967.
44. Острик Ю. Ф. О возможности измерения э. д. с. Холла методом двух токов ФТТ, т. 6, вып. 9. Изд-во АН СССР, 1964.
45. Брандт А. А. Исследование диэлектриков на сверхвысоких частотах. Изд-во физ.-мат. лит., 1963.
46. Физика диэлектриков (труды конференции). Изд-во АН СССР, 1956.
47. Тишер Ф. Техника измерений на сверхвысоких частотах. Изд-во физ.-мат. лит. 1963.
48. Тамм И. Е. Основы теории электричества. Изд-во физ.-мат. лит., 1962.
49. Кобраванова В. Н. Физические свойства горных пород. Гостоптехиздат, 1962.
50. Смит Р. Полупроводники. Изд-во физ.-мат. лит., 1963.
51. Киттель Ч. Введение в физику твердого тела. Изд-во физ.-мат. лит., 1962.
52. Пархоменко Э. И. Электрические свойства горных пород. Изд-во «Наука», 1965.
53. Гильман Дж. Механические свойства ионных кристаллов. УФН, т. XXX, вып. 3. Изд-во иностр. лит., 1964.
54. Сканави Г. И. Физика диэлектриков, ч. 1. Изд-во техн.-теор. лит., 1949.
55. Стреттон Дж. Теория электромагнетизма. Изд-во техн.-теор. лит., 1950.
56. Беленький П. Г., Протасов Ю. И., Ушаков Ю. А. Влияние переноса массы на прочность кристалла. Сб. «Физика горных пород и процессов», МИРГЭМ. Изд-во «Недра», 1965.
57. Кузяев Л. С., Протасов Ю. И. Определение содержания железа по величине магнитной проницаемости в смеси магнетита и кремнезема. «Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых», 1967, № 2.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение	3
Глава I. Прочностные и упругие свойства горных пород при высоких температурах	5
§ 1. Прочностные свойства пород	5
§ 2. Упругие свойства пород	5
§ 3. Закономерности изменения упругих свойств горных пород при высоких температурах	16
§ 4. Примеры использования температурных зависимостей прочностных и упругих свойств горных пород	28
§ 4. Примеры использования температурных зависимостей прочностных и упругих свойств горных пород	39
Глава II. Тепловые свойства горных пород в зависимости от температуры	43
§ 1. Общие сведения о тепловых свойствах горных пород	43
§ 2. Методы измерения тепловых свойств горных пород в зависимости от температуры	51
§ 3. Закономерности изменения тепловых свойств горных пород при высоких температурах	57
§ 4. Примеры использования тепловых свойств горных пород	83
Глава III. Электрические и магнитные свойства горных пород в зависимости от температуры	93
§ 1. Общие сведения об электрических и магнитных свойствах горных пород	93
§ 2. Методы исследования электрических и магнитных свойств минералов и горных пород	95
§ 3. Закономерности изменения электрических и магнитных свойств минералов и горных пород с изменением температуры	108
§ 4. Примеры использования электрических и магнитных свойств минералов и горных пород	137
Приложения	146
Литература	158



*Дмитриев Алексей Павлович,
 Кузяев Лев Сергеевич,
 Протасов Юрий Иванович,
 Ямчиков Валерий Сергеевич*

Физические свойства горных пород при высоких температурах

Редактор издательства Т. Н. Мальцева. Художеств. редактор О. А. Зайцева
 Техн. редакторы Л. Г. Лаврентьева, А. Е. Матвеева. Переплет художника А. Г. Соренсон
 Корректор Л. М. Кауфман

Сдано в набор 6/II 1969 г. Подписано в печать 4/VII 1969 г. Т-09459. Формат 60 × 90^{1/16}.
 Печ. л. 10.0. Уч.-изд. л. 10.90. Бумага № 1. Индекс 1—4—1. Заказ 209/3478—10.
 Тираж 1500 экз. Цена 1 р. 33 к.

Издательство «Недра». Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19.
 Ленинградская типография № 14 «Красный Печатник» Главполиграфпрома Комитета по
 печати при Совете Министров СССР. Московский пр., 91.

17563

НЕДРА
1969