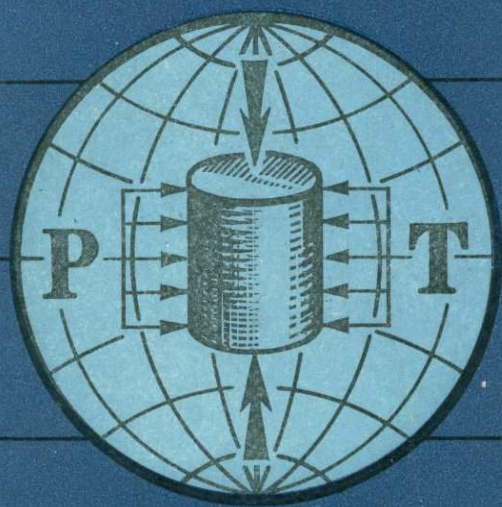


ФИЗИЧЕСКИЕ
СВОЙСТВА
ГОРНЫХ ПОРОД
И МИНЕРАЛОВ
ПРИ ВЫСОКИХ
ДАВЛЕНИЯХ
И ТЕМПЕРАТУРАХ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Межведомственный совет по сейсмологии
и сейсмостойкому строительству (МСССС)
при Президиуме АН СССР

Ордена Ленина
Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта

ФИЗИЧЕСКИЕ
СВОЙСТВА
ГОРНЫХ ПОРОД
И МИНЕРАЛОВ
ПРИ ВЫСОКИХ
ДАВЛЕНИЯХ
И ТЕМПЕРАТУРАХ

2301



Издательство «Наука»

Москва 1978



В сборник включены новые лабораторные исследования скоростей продольных и поперечных упругих волн, сжимаемости, плотности, прочности и деформационных свойств, электропроводности и пьезоэлектрического эффекта горных пород и минералов при высоких термодинамических параметрах в разных интервалах давлений и температур для систематически отобранных образцов изверженных и метаморфических горных пород и некоторых породобразующих минералов. Обращено внимание на применение результатов лабораторных опытов для целей сейсмологии, изучения петрофизического состава земной коры и верхней мантии и прогноза землетрясений. Данные, полученные путем обобщения экспериментального материала, сопоставлены с полевыми геофизическими наблюдениями, проведенными сейсмическими методами.

Сборник рассчитан на геофизиков, геологов, а также преподавателей соответствующих вузов и факультетов.

Ответственный редактор
доктор физ.-мат. наук Е. А. ЛЮБИМОВА

Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах

Утверждено к печати Междуведомственным советом по сейсмологии и сейсмостойкому строительству (МСССС) при Президиуме АН СССР
и Ордена Ленина Институтом физики Земли им. О. Ю. Шмидта Академии наук СССР

Редактор *Н. Е. Миронова*. Художник *В. П. Покусаяв*
Художественный редактор *С. А. Литвак*. Технический редактор *Н. П. Кузнецова*
Корректор *Ю. Л. Косорыгин*

ИБ № 5441

Слано в набор 31/VIII 1977 г. Подписано к печати 21/XII 1977 г.
Формат 60×90¹/₁₆. Бумага типографская № 1. Усл. печ. л. 14. Уч.-изд. л. 14,7.
Тираж 950. Т-21620. Тип. зак. 2813. Цена 2 р. 30 к.

Издательство «Наука», 174485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94а
2-я типография издательства «Наука», 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

ВВЕДЕНИЕ

Исследования физических свойств горных пород при высоких термодинамических параметрах представляют большой интерес для физики Земли. Они очень важны в первую очередь для ряда разделов сейсмологии, а именно: сейсмического районирования; выяснения глубинного строения и состава недр Земли; изучения очагов землетрясений, в том числе поисков предвестников землетрясений. Две последние проблемы требуют для своего развития, кроме теоретических исследований, хорошо обоснованных количественных экспериментальных данных о физических свойствах горных пород и минералов, полученных в тех термодинамических условиях, которые существуют в недрах Земли. При этом можно напомнить, что именно обработкой результатов сейсмических наблюдений получены основные сведения о строении глубин Земли и о тех величинах скоростей упругих волн и плотности, которые характеризуют различные слои в земных недрах [1, 2].

Таким образом, уже довольно давно возникла необходимость проводить комплексно интерпретацию сейсмических данных, т. е. использовать и результаты лабораторных исследований горных пород при высоких давлениях. На основе этого и привлекая полевые наблюдения геологов и геохимиков, геофизики-сейсмологи ряд лет тому назад высказали предположение о трехслойной земной коре — осадочные породы, гранитный и базальтовый слои. При этом выяснились различия в мощности и строении коры континентов, океанов (океаническая кора оказалась двухслойной) и переходных зон от материка к океану. Известно было также о существовании слоя пониженных скоростей в верхней мантии (астеносфера). Однако по мере дальнейшего развития работ по общей сейсмологии и по экспериментальной сейсмике (ГСЗ, метод станции «Земля» и т. д.) и уточнения сейсмических разрезов оказалось, что простая модель трехслойной коры несостоятельна: в земной коре и в верхней мантии имеется ряд слоев и горизонтальных неоднородностей (блоков), а также наблюдается анизотропия сейсмических волн.

В связи с этим и у нас, и за рубежом за последние десятилетия были развернуты широкие исследования физических свойств горных пород и минералов при высоких термодинамических параметрах [3—11]. История возникновения и развития исследований минерального вещества Земли изложена в работе [6]. В первой

половине текущего столетия изучение физико-механических свойств горных пород при высоких давлениях проводилось в небольшом объеме только в США. С 1950 г. экспериментальные работы по изучению упругих, деформационных, прочностных и электрических свойств горных пород проводятся в Лаборатории высоких давлений Сектора сейсмологии Института физики Земли АН СССР (ИФЗ). В 60-х годах они появились в Англии, ГДР, ФРГ, Японии и других странах. Причем в СССР в это время был организован по данной тематике ряд лабораторий. Итоги работ, проведенных ранее в ИФЗ, были опубликованы в ряде сборников и монографий [3—7, 9, 10, 12—14]. В этих изданиях даны примеры интерпретации сейсмических, плотностных и электрических разрезов с учетом данных для физических свойств горных пород и минералов при высоких термодинамических параметрах.

Комплексное рассмотрение полевых и лабораторных данных позволило выяснить, что так называемый гранитный слой состоит не только из гранитов, но в нем могут быть большие массивы таких метаморфических пород, как гнейсы, кристаллические сланцы, известняки и т. д. Точно так же «базальтовый» слой сложен не только такими основными интрузивными породами, как габбро и диабазы (термин «базальтовый» слой был вообще введен ошибочно, так как наличие эффузивных базальтов невозможно ожидать на глубинах третьего слоя земной коры), а он может содержать амфиболиты, гранулиты, серпентиниты, коровые эклогиты. Для того чтобы построить обоснованную модель земной коры и верхней мантии и с определенной степенью точности на основе скоростных разрезов указать, какое реальное минеральное вещество, т. е. какие типы изверженных или метаморфических горных пород залегают в определенных регионах страны на тех или иных глубинах, необходимо детально знать упругие и плотностные характеристики главных типов изверженных и метаморфических пород в функции давления и температуры. Интерпретация же геоэлектрических разрезов совместно с соответствующими лабораторными данными для электрических свойств горных пород позволяет уточнить петрофизические результаты, полученные для скоростных разрезов. Данные же о деформациях (пластичных), прочностных и электрических свойствах горных пород в условиях высоких давлений находят применение в физике землетрясений, в частности при рассмотрении механизма очагов и при поисках предвестников землетрясений. Для конкретных случаев определенных регионов при этом важно знать петрофизическую характеристику скоростного разреза района, в котором находится эпицентр землетрясения.

В соответствии с изложенным в двух разделах сборника представлен ряд новых работ сотрудников Лаборатории высоких давлений ИФЗ, проведенных в ряде случаев совместно с учеными других институтов. Сотрудничество с учеными разных специальностей из области наук о Земле, работающих, в частности, в различных

районах страны, позволяет всесторонне обсуждать результаты опытов, а также изучать представительные образцы пород и минералов из коллекций, систематически отобранных в различных частях территории СССР, в том числе в сейсмоактивных регионах.

При экспериментальных исследованиях в области высоких давлений весьма важную роль играет наличие соответствующей аппаратуры, которая разрабатывается специально для проведения определенных опытов. В первых двух статьях I раздела сборника приведены схемы новых установок, сконструированных и созданных в последние годы для исследования упругих свойств горных пород и минералов в условиях высоких давлений при высоких температурах. Одна из них с внутренним обогревом для давлений до 15 кбар позволяет измерять скорости упругих волн (v_P и v_S), а также их поглощение при температурах до 700° С. Другая — с наружным обогревом дает возможность измерять v_P и v_S , сжимаемость и плотность при температурах до 500° С и давлениях до 20 кбар. При конструировании и изготовлении этих установок и разработке методики измерений пришлось преодолеть много трудностей. В итоге получены новые данные для ряда горных пород и минералов в термодинамических условиях, хорошо соответствующих тем, которые существуют в недрах Земли.

Далее в ряде статей приведены результаты исследований в условиях высоких давлений скоростей упругих волн у образцов горных пород некоторых регионов СССР, а также Японского моря, причем сделаны сопоставления с известными из литературы скоростными разрезами. Часть статей специально посвящена скоростям поперечных волн и отношению v_P/v_S , по которым для горных пород при высоких давлениях еще сравнительно мало данных. В некоторых работах рассмотрено влияние неупругих (квазипластических) деформаций при сложных напряженных состояниях на скорости упругих волн и другие физические параметры горных пород. В отдельных статьях изложены исследования плотности и сжимаемости пород при давлениях до 15—20 кбар, анизотропии скорости упругих волн и ее изменения под действием давления и температуры. Существенное внимание уделено метаморфическим породам, которые, как указано выше, наряду с изверженными породами могут составлять большие массивы в земной коре и верхней мантии на тех глубинах, где расположено значительное число очагов землетрясений. Несколько работ посвящено порообразующим минералам, механические и электрические свойства которых при высоких давлениях еще мало изучены.

Раздел II сборника посвящен исследованиям электрических свойств горных пород и минералов при высоких термодинамических параметрах. Этому вопросу в последнее время и в СССР, и за рубежом уделяют много внимания. Следует отметить, что почти все основные данные в этом направлении получены в Лаборатории высоких давлений ИФЗ АН СССР [4, 5, 13, 15]. Исследование электросопротивления горных пород при высоких температурах

методически проще, чем механических свойств. Изучение электрическими методами процессов полиморфизма и дегидратации минералов представляет интерес для физики землетрясений. Полученные в последнее время результаты описаны в нескольких статьях настоящего сборника.

В конце II раздела помещены статьи, посвященные новым исследованиям пьезоэлектрического эффекта горных пород, который был обнаружен впервые во время лабораторных опытов, поставленных с целью поисков предвестников землетрясений [16, 17], а затем получил широкое применение в разведочной геофизике [18]. Он еще сравнительно мало изучен как лабораторным путем, так и в естественных условиях. Однако можно ожидать, что ряд природных электрических явлений, наблюдаемых в период землетрясения, окажется возможным объяснить пьезоэлектрическим эффектом горных пород, в частности, когда очаги землетрясений находятся в массивах кварцсодержащих пород — гранитов, гнейсов и т. п.

Результаты лабораторных исследований электрических свойств горных пород и минералов позволяют интерпретировать геоэлектрические разрезы, что хорошо дополняет сведения о строении и составе вещества Земли на различных глубинах, полученные путем обсуждения сейсмических разрезов с привлечением данных для физико-механических свойств горных пород при высоких давлениях и температурах. Все это позволяет с учетом материалов гравиметрии, магнитометрии и геотермики приступить к построению петрофизических разрезов земной коры различных регионов и верхней мантии.

В подготовке сборника к печати принимали участие Э. И. Пархоменко, Е. И. Баяк, И. С. Томашевская и В. А. Будников.

М. П. Воларович

ЛИТЕРАТУРА

1. *Саваренский Е. Ф., Кирнос Д. П.* Элементы сейсмологии и сейсмометрии, М., Гостехиздат, 1955.
2. *Булен К. Е.* Сейсмология и внутреннее строение Земли в целом.— В кн.: Физика и химия Земли. Пер. с англ. М., ИЛ, 1958.
3. *Воларович М. П.* Исследования физических свойств горных пород при высоких давлениях и температурах.— Геофиз. сб., 1964, № 9.
4. *Пархоменко Э. И.* Электрические свойства горных пород. М., «Наука», 1965.
5. *Пархоменко Э. И., Бондаренко А. Т.* Электропроводность горных пород при высоких давлениях и температурах. М., «Наука», 1972.
6. *Воларович М. П., Баяк Е. И., Левыкин А. И., Томашевская И. С.* Физико-механические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М., «Наука», 1974.
7. *Воларович М. П., Баяк Е. И., Ефимова Г. А.* Упругие свойства минералов при высоких давлениях. М., «Наука», 1975.

8. *Лебедев Т. С., Корниец Д. В., Шаповал В. И., Корчин В. А.* Упругие свойства горных пород при высоких давлениях. Киев, «Наукова думка», 1972.
9. Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах. Сб. трудов 3-го Всес. совещ. 11—16 октября 1971 г. Киев, «Наукова думка», 1971.
10. Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. Сб. трудов 4-го Всес. совещ. 9—13 октября 1974 г. Тбилиси, «Мецниереба», 1974.
11. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. Справочник геофизика. М., «Недра», 1976.
12. Физические свойства горных пород при высоких давлениях.— Труды Ин-та физики Земли АН СССР, 1962, № 23.
13. Электрические и механические свойства горных пород при высоких давлениях.— Труды Ин-та физики Земли АН СССР, 1966, № 37.
14. Тектонофизика и механические свойства горных пород. М., «Наука», 1971.
15. *Воларович М. П., Пархоменко Э. И.* Электрические свойства горных пород при высоких давлениях и температурах.— В кн.: Геоэлектрич. исслед. и геотермика Восточной Европы и Советской Азии. На англ. языке. Будапешт, Венгерская акад. наук, 1976.
16. *Воларович М. П., Пархоменко Э. И.* Пьезоэлектрический эффект горных пород.— ДАН СССР, 1954, 99, № 2.
17. *Пархоменко Э. И.* Явления электризации в горных породах. М., «Наука» 1968.
18. *Воларович М. П., Соболев Г. А.* Пьезоэлектрический метод геофизической разведки кварцевых и пегматитовых жил. М., «Наука», 1969.

УПРУГИЕ, ПЛОТНОСТНЫЕ И ДЕФОРМАЦИОННЫЕ СВОЙСТВА

ИЗУЧЕНИЕ СКОРОСТИ ПРОДОЛЬНЫХ ВОЛН И ИХ ПОГЛОЩЕНИЯ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ И МИНЕРАЛАХ В УСТАНОВКЕ ВЫСОКОГО ДАВЛЕНИЯ С ВНУТРЕННИМ ОБОГРЕВОМ

М. П. ВОЛАРОВИЧ, Е. И. БАЮК, Г. Ш. ШАГИНЯН

В последние два десятилетия проведено большое число измерений скоростей упругих волн у разнообразных горных пород и минералов в различных интервалах высоких давлений, главным образом при комнатной температуре [1—3]. В настоящее время известны данные о влиянии температуры до 300—400° С на скорости упругих ультразвуковых волн в некоторых горных породах, испытанных при давлении до 4—6 кбар [4—6]. Однако в последние годы возник большой интерес к закономерностям изменения физических свойств минерального вещества Земли при более высоких давлениях и температурах. В работе [7] проведено изучение скоростей упругих волн в оливиновых нодулях при давлениях до 17 кбар и температурах до 800° С. В настоящей работе описана установка высокого давления до 15 кбар с внутренним обогревом до 700° С. Исследование же А. И. Левыкина и В. В. Вавакина посвящено определению упругих свойств горных пород в аппаратуре высокого давления до 20 кбар с внешним обогревом до 500° С.

Установка высокого давления была сконструирована и изготовлена на основе камеры высокого давления поршень — цилиндр, разработанной и описанной ранее [8]. Она представляет собой цилиндр, изготовленный из твердого сплава ВК-8, запрессованный в стальное кольцо с натягом, обеспечивающим эффективную боковую поддержку. Канал камеры с одной стороны запирается подвижным поршнем, а с другой — электроводом. Внутри камеры помещается составной нагреватель. Пьезокварцевые датчики

частотой 2—5 Мгц монтируются непосредственно на испытуемом образце диаметром 12 мм, длиной 20 мм. Они позволяют проводить измерения скорости упругих волн до 560° С и выше. Температура образца горной породы измеряется с помощью хромель-алюмелевой термопары, защищенной фарфоровыми трубками. Нагреватель и электроввод изолируются от камеры высокого давления пирофиллитовыми цилиндрами, служащими электро- и теплоизоляторами, а также средой, передающей давление на образец, и слюдяной прокладкой. Кроме камеры высокого давления установка включает в себя гидравлический пресс усилием 200 тс, электрическую схему питания нагревателя и электронную аппаратуру для измерения скоростей ультразвуковых волн.

При изучении температурного поля в камеру вводились одновременно 2—3 термопары, которые контролировали температуру в центре образца и у торцов, для чего в нем просверливали отверстие. Изменяя конструкцию нагревателя, старались добиться минимального различия между показаниями этих трех термопар. В результате было получено, что температура на торцевых плоскостях образца совпадала в пределах 2° С. При 700° С различие температуры между торцевой и центральной частями образца составляло 10° С, а радиальный градиент не превосходил 0,8 град/мм.

Известно, что при постоянном объеме повышение температуры в камере вызывает дополнительное увеличение давления. Эта величина, по расчетам разных авторов, различна и составляет 5—30% от начального давления. Она зависит также от используемого типа камеры высокого давления, среды, передающей давление, расположения нагревателя и т. д. [9]. В наших экспериментах эта величина при давлении 10—15 кбар и температурах 600—700° С составляла менее 10% и принималась во внимание при расчетах.

Особое место в методических опытах было уделено вопросу распределения давления в камере высокого давления, так как в качестве среды, передающей давление, использовался пирофиллит. Сравнивались результаты, полученные на существующей установке, где передающей давление средой служил свинец, и новой установке, в которой использовали для этой цели пирофиллит. Давление в обеих установках рассчитывалось, как обычно, по площади поршня с учетом трения.

На рис. 1 приведены результаты для скорости продольных волн v , полученные для андезита 4398 на двух указанных установках. На графике видно, что данные существенно отличаются друг от друга, причем кривая зависимости v от давления для образца горной породы, находящегося в пирофиллитовой оболочке, располагается значительно ниже, чем для образца в свинцовой оболочке. Это вызвано тем, что при комнатной температуре и малых давлениях пирофиллит не обладает пластичностью, и давление в образце породы оказывается в этом случае далеко не гидростатическим. В результате в образце появляются трещины, которые в

первом интервале давлений до 6 кбар сильно снижают скорость упругих волн. В дальнейших опытах после предварительного обжатия до нескольких килобар пиррофиллитовая оболочка нагревалась до 150—200° С. После 2—3 циклов нагрева пиррофиллит, передающий давление, становится достаточно пластичным, и напряжение в испытуемом образце получается близким к гидростатическому. Результаты опытов, проведенных по этой методике для андезита 4404 и данбурита, графически представлены на рис. 2. Как видно, данные, полученные по указанной методике, для образцов в свинцовой и пиррофиллитовой оболочках хорошо совпадают.

Большое внимание было уделено последовательности проведения эксперимента. Вначале давление постепенно поднималось до 4—5 кбар и поддерживалось постоянным при комнатной температуре. При этом давлении включалась электрическая схема и проводилось нагревание до 150—200° С, после чего температура понижалась снова до комнатной. После 1—2 циклов нагрева и охлаждения при том же давлении измерялась скорость продольной волны при комнатной температуре и затем при высокой температуре. После первого этапа измерения скорости продольных волн образец охлаждался до комнатной температуры, а давление во время охлаждения оставалось без изменения. После охлаждения давление повышалось до 7—8 кбар и одновременно измерялась скорость v при комнатной температуре, а затем при высокой температуре. После второй стадии нагрева образец опять охлаждался до комнатной температуры. Давление повышалось до 10—12 кбар, одновременно измерялась скорость v при комнатной температуре и затем при высоких температурах и т. д. до 15—16 кбар.

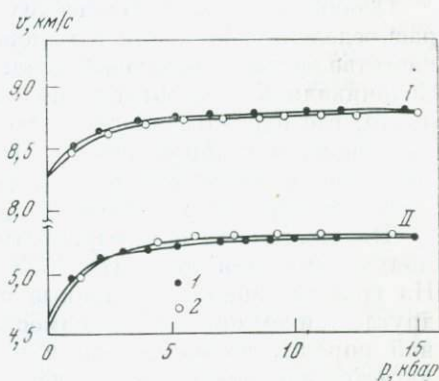
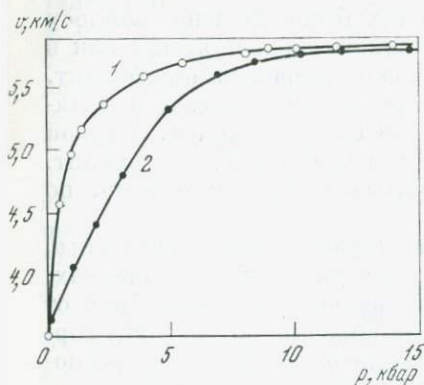


Рис. 1. Зависимость v от давления для андезита 4398

Оболочка: 1 — свинцовая; 2 — пиррофиллитовая без предварительного нагревания

Рис. 2. Зависимость v от давления для данбурита (I) и андезита 4404 (II)

Оболочка: 1 — свинцовая; 2 — пиррофиллитовая с предварительным нагреванием

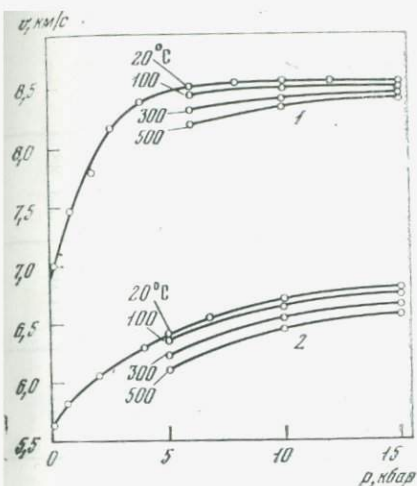


Рис. 3. Изотермы скорости продольных волн при давлениях до 15 кбар

1 — гранат 4170; 2 — амфиболитизированный метагаббродиабаз 4390₂ (направление 2)

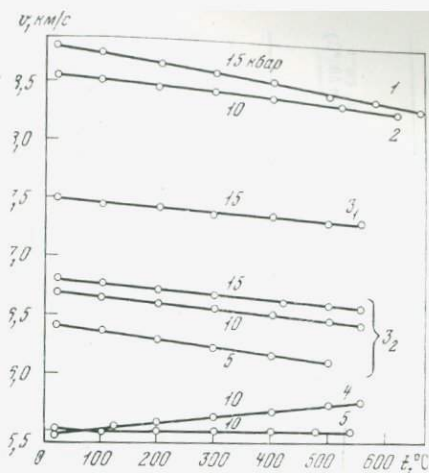


Рис. 4. Изобары скорости продольных волн при температурах до 500—650°С

1 — данбурит 2953; 2 — гранат 4170; 3 — амфиболитизированный метагаббродиабаз 4390 (3₁ и 3₂ — направления 1 и 2 соответственно); 4 — кварцевое стекло, 5 — андезит 4403

Такая методика позволяла на одном образце при некоторых заданных значениях давлений проследить влияние температуры на скорость v . Однако в некоторых опытах методика несколько видоизменялась, а именно: после первой стадии нагрева образец не охлаждался, а сразу повышалось давление и прослеживалось влияние его на скорость v в образце при высокой температуре. Одновременно с изучением влияния температуры на скорость v при высоком давлении представлялось возможным на том же образце приблизительно определить относительный коэффициент затухания продольных волн посредством наблюдения изменения амплитуды первого вступления с увеличением температуры. Ранее величина коэффициента поглощения упругих волн у некоторых горных пород была измерена методом многократных отражений в условиях давлений при комнатной температуре [1, 10, 11].

Результаты и их обсуждение. Влияние температуры на скорость продольных волн при высоких давлениях было изучено для некоторых горных пород и минералов. Результаты экспериментов даны для примера в виде изотерм и изобар на рис. 3—5, а также в таблице. Представленные на рис. 3 изотермы для граната 4170 и амфиболитизированного метагаббродиабазы 4390 позволяют наблюдать изменение скорости продольных волн с давлением при разных постоянных температурах. Как видно, это изменение v с давлением неодинаково. Так, например, уменьшение v для

Породы и минералы		ρ , г/см ³	Скорость v , км/с, при давлениях, кбар (20°С)					$r_{\text{шах}}$	l° шах, С	$(-\partial v/\partial l)_p$, м/с·град	$\left(\frac{1}{v} \frac{\partial v}{\partial l}\right)_p$, ·10 ⁵ , град ⁻¹	α , см ⁻¹ (при 500°С)
			0,001	1	5	10	15					
Амфиболитизированный бродиабаз	метагаб-	3,00										
	4390 ₁		6,85	7,00	7,40	7,48	7,50	15	500	0,46	6,1	0,23
	4390 ₂		5,70	5,85	6,35	6,70	6,80	5	500	0,6	9,5	—
								10	500	0,5	7,46	0,273
								15	500	0,46	6,8	—
	4390 ₃		4,80	4,95	5,54	6,00	6,15	15	500	0,46	7,55	0,312
Перидотит	4443 ₁	3,28	7,60	7,78	7,94	8,00	8,08	5	600	0,6	7,55	—
								10	600	0,52	6,5	0,075
								15	600	0,52	6,45	—
Оливинит	4385	3,31	7,16	7,7	8,08	8,17	8,20	5	600	0,7	8,8	0,257
								10	600	0,54	6,6	0,151
								15	600	0,5	6,25	0,138
Дунит	4387 ₁	2,97	6,60	6,80	7,00	7,08	7,10	10	600	0,25	3,55	0,24
								15	600	0,25	3,5	—
	4382 ₂		5,56	5,80	6,00	6,20	6,30	10	600	0,255	0,41	—
								15	600	0,25	0,40	—
Андезит	4403	2,44	4,40	5,26	5,31	5,48	5,50	10	540	0	0	0,50
	4399	2,45	4,45	5,60	5,80	5,82	5,84	10	500	0	0	—
	4381	2,25	3,61	4,40	4,60	4,75	4,90	10	560	0	0	—
	4393	2,38	4,00	4,85	5,09	5,30	5,44	100	600	0	0	—
	4404	2,43	4,67	4,96	5,27	5,30	5,31	10	600	-0,083	-1,57	0,45
	4402	2,63	4,30	5,00	5,36	5,46	5,47	10	550	-0,07	-1,28	—

Породы и минералы	ρ_s г/см ³	Скорость v , км/с, при давлениях, кбар (20 °С)					P_{max}	t°_{max} , С	$(-\partial v/\partial t)_P$, м/с·град	$(\frac{1}{v} \frac{\partial v}{\partial t})_P$ ·10 ⁵ , град ⁻¹	α , см ⁻¹ (при 500°С)
		0,001	1	5	10	15					
Актинолит 4417	2,67	5,10	6,10	6,75	6,84	6,87	10	620	0,45	6,6	0,194
Гранат альмандин 4170 [110]	4,12	6,90	7,50	8,43	8,54	8,58	6	500	0,6	4,75	0,375
							10	620	0,4	4,7	0,049
							15	620	0,35	4,10	—
4191 [100]	4,07	6,88	7,70	8,25	8,30	8,32	10	680	0,37	4,46	—
							15	630	0,33	4,00	0,105
4192 [111]	4,15	7,44	7,8	8,3	8,35	8,40	10	660	0,35	4,18	—
							15	660	0,32	3,90	—
Данбурит 2953	3,00	8,30	8,50	8,74	8,78	8,80	15	660	0,77	8,75	0,126
Кварцевое стекло	2,20	5,10	5,20	5,40	5,48	—	10	560	-0,5	-9,15	0,203

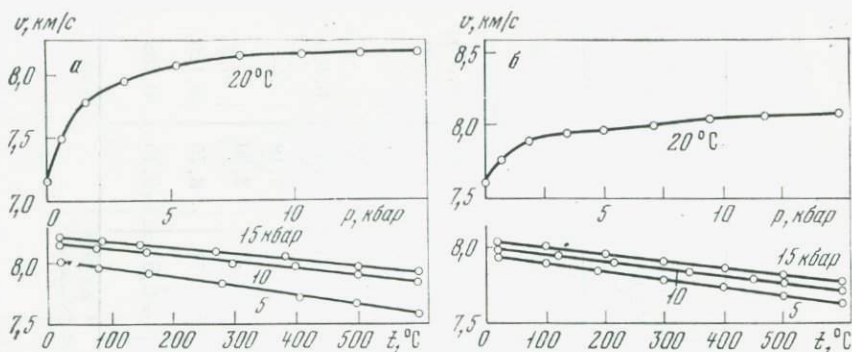


Рис. 5. Изотерма 20° С и изобары скорости продольных волн для оливинита 4385 (а) и для перидотита 4443, (б)

граната при нагревании до 500° С составляет 3,5% при 6 кбар, а при 15 кбар — 1,4%. Для метагаббродиабаза изменение v при 500° С — 4,3% при 5 кбар, а при 15 кбар — 2,85%. Следовательно, при нагревании образца породы наибольшее изменение скорости наблюдается в области меньших давлений.

На рис. 4,5 можно видеть, что характер изменения скорости продольных волн с температурой при постоянном давлении практически линейный. Из этих рисунков и таблицы видно, что величина этого изменения для разных пород и минералов различна. В частности, на рис. 4 показаны изменения v с температурой для метагаббродиабаза при давлениях 5, 10 и 15 кбар. Видно, что давление оказывает значительное влияние на степень изменения скорости с температурой. Если для направления 2 при давлении 5 кбар $(\partial v/\partial t)_p = -0,6$ м/с·град, то при 15 кбар — 0,46 м/с·град. Такой же характер изменения скорости имеет место для других горных пород: для оливинита 4385 (см. рис. 5, а) при 5, 10 и 15 кбар соответственно — 0,7, —0,54 и —0,5 м/с·град; для перидотита 4390 при 5, 10 и 15 кбар соответственно — 0,6 —0,52 и —0,5 м/с·град. Из таблицы также видно, что для граната при 6 и 10 кбар $(\partial v/\partial t)_p = -0,6$ и —0,4 м/с·град. Из той же таблицы ясно, что наибольшее изменение скорости с температурой из всех изученных пород и минералов обнаруживает минерал данбурит, а именно — 0,77 м/с·град при 15 кбар. На основании полученных данных были подсчитаны температурные коэффициенты скорости, приведенные в таблице.

Были исследованы андезиты Армении, которые ранее изучались в условиях высоких давлений при комнатной температуре [12]. На рис. 4 показано влияние температуры до 540° С на v при 10 кбар для андезита 4403. Как видно из рисунка и таблицы, температура почти не влияет на скорость продольных волн в андезитовых породах при высоких давлениях. Изменение скорости для них почти равно нулю (андезиты 4403, 4399, 4384, 4393) или имеет обратный знак, т. е. она с повышением температуры немного увеличивается

(андезиты 3304, 4402). Петрографический анализ показал, что в этих андезитовых породах имеется довольно большое количество стеклообразной массы, что, по-видимому, и влияет на характер изменения v с температурой. Причем в андезитах 4404 и 4402 содержание стеклообразной фазы больше (70—75%), чем в остальных (50%); соответственно и степень изменения скорости неодинакова.

Для того чтобы убедиться, увеличивается ли скорость с возрастанием температуры стеклообразного вещества, была изучена скорость продольных волн у кварцевого стекла при высоких давлениях и температурах. Оказалось, что действительно давление у него почти не увеличивает скорости, а с повышением температуры v возрастает от 5,47 км/с при комнатной температуре до 5,76 км/с при 560° С (см. рис. 4). Степень изменения скорости для него равна 0,5 м/с·град. Эксперименты по изучению влияния давления и температуры на скорость в естественных базальтовых стеклах проводили Б. П. Беликов и Э. А. Тонкова. Полученные ими результаты показали, что давление до 3 кбар почти не увеличивает скорость v в базальтовых стеклах, а температура до 300° С повышает скорость. Изученное нами кварцевое стекло обнаружило ту же закономерность.

С целью изучения влияния температуры на анизотропию скорости при высоких давлениях был исследован амфиболитизированный метагаббродиабаз 4390, у которого наблюдалось в различных направлениях большое различие в скорости v при нормальных условиях. Образцы вырезались в трех взаимно перпендикулярных направлениях, причем одно направление выбиралось вдоль слоистости. Из таблицы видно, что с увеличением давления анизотропия скорости уменьшается. Если при атмосферном давлении коэффициенты анизотропии A_{21} , A_{23} и A_{13} соответственно равны 22, 39 и 15%, то при $p = 15$ кбар $A_{21} = 10\%$, $A_{23} = 23\%$ и $A_{13} = 12\%$. Из таблицы ясно, что степень изменения v при высоком давлении с увеличением температуры почти одинакова, а именно $(\partial v/\partial t)_p = -0,46$.

На рис. 6, а показан график изменения скорости v с давлением в дуните 4387 при 20° С для двух взаимно перпендикулярных направлений. С увеличением давления анизотропия скорости уменьшается от 16% при атмосферном давлении до 14,2% при 10 кбар и 12,7% при 15 кбар.

На рис. 6, б показано влияние температуры до 600° С на анизотропию скорости продольных волн при 10 и 15 кбар. Из этого рисунка и таблицы ясно, что, как и для образца 4390, степень изменения v при высоких давлениях для дунита в двух направлениях также почти одинакова, а именно $(\partial v/\partial t)_p = \sim 0,25$ м/с·град. Следовательно, коэффициент анизотропии с температурой при высоких давлениях почти не изменяется [13].

На рис. 7 и 8 представлены изотермы и изобары относительного коэффициента затухания A_0/A_1 для некоторых изученных пород.

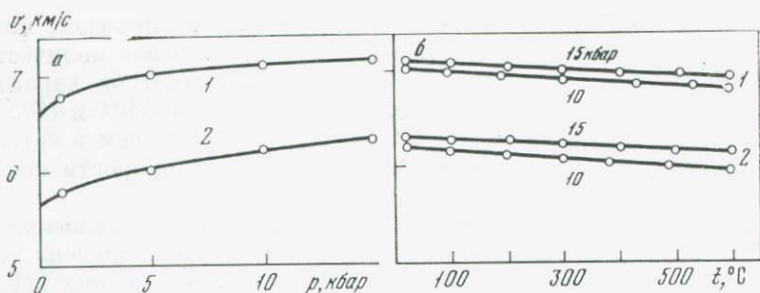


Рис. 6. Анизотропия скорости продольных волн для дунита 4387

a — при 20°C; *b* — при высоких температурах; 1, 2 — взаимно перпендикулярные направления

На рис. 7 показано изменение A_0/A_t с температурой при разных давлениях для метагаббродиабаза 4390. Как видно, с температурой A_0/A_t сильно увеличивается, причем это увеличение значительно больше при меньших давлениях. Если сопоставить изменение в функции давления и температуры коэффициента затухания и скорости v_p , то можно заключить, что с температурой эти две величины изменяются неодинаково: v уменьшается в образце 4390 с температурой при высоких давлениях на 3—5%, а величина A_0/A_t увеличивается более чем в 2 раза.

На рис. 8 показано изменение A_0/A_t с температурой для изученных образцов при давлении 10 кбар, а для данбурита при 15 кбар. Ясно, что у минералов изменение A_0/A_t значительно меньше, чем у горных пород, и близко к линейному. Наибольшее изменение A_0/A_t наблюдается у андезитов. Это связано, по-видимому, с наличием в андезитах стеклообразной фазы, которая при повышении температуры начинает размягчаться. В частности, по этой причине A_0/A_t у андезита 4404 выше, чем у 4403, поскольку в последнем содержится меньше стекла. У кварцевого стекла интервал размягчения значительно выше, поэтому у него можно ожидать резкое повышение коэффициента затухания при более высоких температурах.

В таблице приведены коэффициенты поглощения α для всех изученных пород и минералов.

Из всего сказанного можно сделать следующие выводы.

1. Сконструирована и изготовлена установка высокого давления, которая позволяет при давлениях до 15 кбар изучать влияние температуры до 700° С на скорость продольных волн в образцах горных пород и минералов. Для получения равномерного температурного поля в камере высокого давления использовался составной нагреватель. Пьезокварцевые датчики ультразвука располагались непосредственно на образце.

2. Показано, что применение пиррофиллита в качестве среды, передающей давление, требует специальной методики проведения

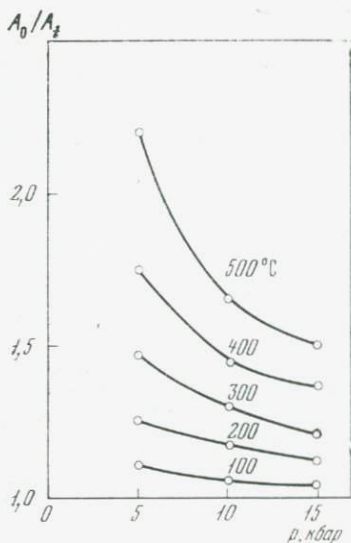


Рис. 7. Изотермы относительного коэффициента затухания для амфиболитизированного метагаббродиабаз 4390 при давлениях до 15 кбар

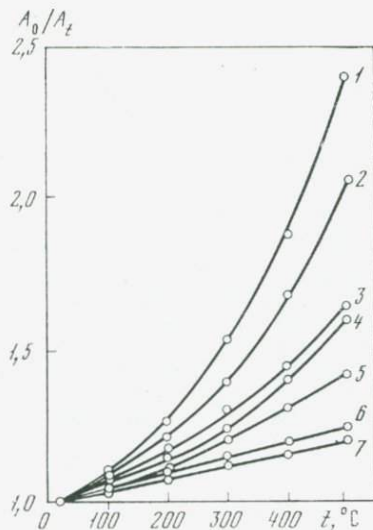


Рис. 8. Изобары относительного коэффициента затухания для изученных горных пород и минералов при температурах до 500° С

1 — андезит 4404; 2 — андезит 4403; 3 — амфиболитизированный метагаббродиабаз 4390; 4 — кварцевое стекло; 5 — актинолит; 6 — данбурит 2953; 7 — гранат

эксперимента. После предварительного обжатия до нескольких килобар пиррофиллитовая оболочка нагревается до 150—200° С, что придает ей большую пластичность.

3. Зависимость скорости от температуры при высоких давлениях для минералов и метаморфических и ультраосновных горных пород почти линейная, причем скорость понижается при нагревании. Однако с увеличением давления степень изменения скорости уменьшается. В кварцевом стекле и эффузивных породах андезитового состава, содержащих стеклообразное вещество, под воздействием температуры скорость или остается постоянной, или увеличивается.

4. Коэффициент анизотропии скорости продольных волн с увеличением температуры при высоком давлении почти не изменяется.

5. Рассчитаны температурные коэффициенты изменения скорости и затухания для изученных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. Для минералов величина A_0/A_z меньше, чем для горных пород. Наличие стеклообразного вещества в андезитах обуславливает сильное затухание в них упругих волн из-за высокой температуры.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Волярович М. П., Баюк Е. И., Левыкин А. И., Томашевская И. С.* Физико-механические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М., «Наука», 1974.
2. *Лебедев Т. С., Корниец Д. В., Шаповал В. И., Корчин В. А.* Упругие свойства горных пород при высоких давлениях. Киев. «Наукова думка», 1972.
3. *Волярович М. П., Баюк Е. И., Ефимова Г. А.* Упругие свойства минералов при высоких давлениях. М., «Наука», 1975.
4. *Hughes D. S., Gross I. H.* Elastic wave velocities at high pressures and temperatures.— *Geophysics*, 1951, 16, p. 577.
5. *Баюк Е. И., Тебеев Р. В.* Скорость продольных волн в образцах горных пород при одновременном воздействии высоких давлений и температур.— *Изв. АН СССР. Физика Земли*, 1974, № 8.
6. *Лебедев Т. С., Корчин В. А., Василяка В. Т.* Исследования в гидростатических условиях упругих свойств минерального вещества при высоких термодинамических параметрах.— *Геофиз. сб.*, 1976, № 69.
7. *Matsushima S.* Compressional wave velocity in olivine nodules at high pressure and temperature.— *J. Phys. Earth*, 1972, N 2.
8. *Волярович М. П., Левыкин А. И.* Измерение скоростей упругих волн в образцах горных пород при давлениях до 40 000 кг/см².— *ДАН СССР*, 1965, 165, № 6.
9. *Геншафт Ю. С.* Экспериментальные исследования глубинных процессов минерало- и магнообразования. Автореф. докт. дис. М., ИФЗ АН СССР, 1975.
10. *Волярович М. П., Левыкин А. И., Сизов В. П.* Исследование затухания упругих волн в образцах горных пород.— *Изв. АН СССР. Серия геофиз.*, 1960, № 8.
11. *Левыкин А. И.* Исследование поглощения упругих волн в образцах горных пород при высоких всесторонних давлениях.— *Труды Ин-та физики Земли*, 1962, № 23.
12. *Волярович М. П., Шагилян Г. Ш., Баюк Е. И.* Скорость упругих волн и плотность в андезитовых породах Армении при высоком давлении.— *Изв. АН АрмССР. Серия геолог.*, 1976, № 4.
13. *Тебеев Р. В., Баюк Е. И., Волярович М. П., Левитова Ф. М.* Влияние температуры на анизотропию скорости продольных волн в горных породах при высоких давлениях.— *ДАН СССР*, 1973, 209, № 1.

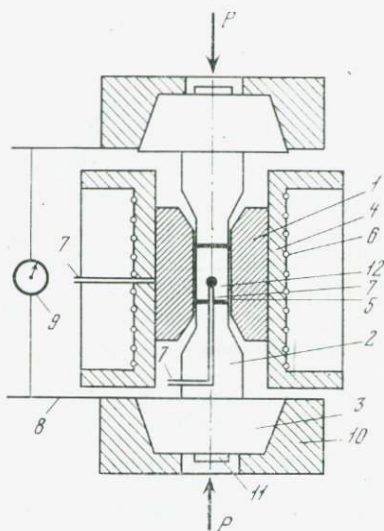
АППАРАТУРА И МЕТОДИКА ИЗМЕРЕНИЯ СКОРОСТЕЙ УПРУГИХ ВОЛН В ГОРНЫХ ПОРОДАХ И МИНЕРАЛАХ ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ И ТЕМПЕРАТУРАХ

А. И. ЛЕВЫКИН, В. В. ВАВАКИН

Одним из источников информации о глубинном строении и физике недр Земли служат лабораторные исследования физико-механических свойств горных пород и минералов при высоких термодинамических параметрах [1]. В связи с этим в Лаборатории высоких давлений ИФЗ АН СССР изготовлена камера типа цилиндрического поршня с внешним обогревом.

Рис. 1. Схема установки высокого давления

- 1 — камера;
- 2 — поршень;
- 3 — конический пуансон;
- 4 — стальная поддержка;
- 5 — упругоэластическая оболочка;
- 6 — электронагреватель;
- 7 — термопары;
- 8 — консоль для крепления индикаторов;
- 9 — индикатор часового типа;
- 10 — стальное кольцо;
- 11 — ультразвуковой датчик;
- 12 — образец



На рис. 1 показан схематический разрез установки, на которой можно проводить измерения в условиях квазигидростатического сжатия до 20 кбар и температуры до 500° С. Камера, изготовленная из сплава ВК-6, впрессована в термически обработанную жаропрочную поддержку 4 из стали марки 45 ХМНФА. Внутренний диаметр канала камеры равен 12,5 мм, длина 40 мм. Образцы в виде цилиндров диаметром 10 мм и длиной 12 мм, предварительно вставленные в оболочку 5 из прокаленного пиррофиллита, помещаются в камеру высокого давления и сдавливаются поршнями. Поршни изготовлялись из сплава ВК-6 или из стали марки Р-18, закаленные до HRC-60—62. Конфигурация поршней показана на рис. 1. Высота каждого поршня составляет 25 мм. Для предотвращения вытекания передающей давление среды в зазор между поршнем и камерой служат уплотнительные кольца треугольного сечения из стали Р-18, подвергнутые термообработке до HRC-45—50. Давление создается гидравлическим прессом ВК-18 с ручным приводом общим усилием 100 тс. Усилие на поршни передается через конические пуансоны 3 из сплава ВК-6, впрессованные в стальные кольца.

На внешней боковой поверхности стальной поддержки, покрытой слюдой для электроизоляции, смонтирован проволочный электронагреватель 6. С наружной стороны наносится слой для теплоизоляции из асбеста и огнеупорной глины. Мощность электрической спирали нагревателя, изготовленного из нихрома или сплава-2, составляет 1,5 квт.

Применение внешнего обогрева при определенном подборе размеров и геометрии установки, а также нагревательных элементов и режима нагрева позволило обеспечить достаточно однородное поле температур в рабочем объеме камеры. Колебания темпе-

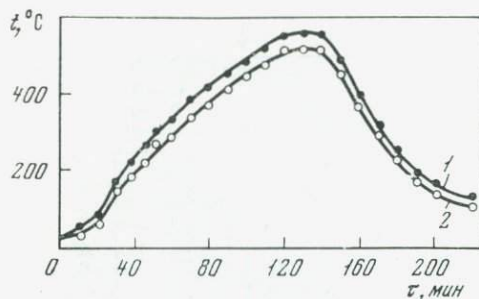


Рис. 2. Распределение температуры в образце и у внешней стенки камеры в одном из режимов нагрева

При $t, ^\circ\text{C}$: 1 — у внешней стенки камеры в центре вертикального сечения; 2 — в образце ($\tau = 135$ мин — время отключения электropечи)

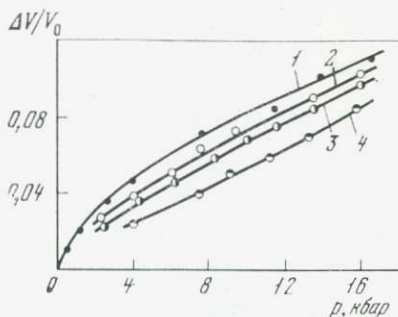


Рис. 3. Зависимость объема пирофиллитового образца от давления при разных температурах

При $t, ^\circ\text{C}$: 1 — 20; 2 — 100; 3 — 250; 4 — 350

ратуры по вертикальной оси камеры не превышают $5-8^\circ\text{C}$ на длину образца, а в радиальном направлении $3-5^\circ\text{C}$.

Измерение температуры осуществлялось с помощью хромель-алюмелевых термопар 7, вводимых через поршни к торцам образца и, при тарировочных измерениях, к середине образца через специально просверленное отверстие. Толщина каждой термопары составляет 0,2 мм. В некоторых опытах, используя при строго определенном режиме нагрева специальный градуировочный график (рис. 2), температура в образце оценивалась по термопаре, помещенной у внешней стенки камеры 1 в центре вертикального сечения.

К стальным кольцам пуансонов приварены консоли 8 для крепления индикаторов часового типа 9, с помощью которых измеряется деформация образца вдоль его вертикальной оси. Индикаторы, имеющие точность отсчета 0,01 и 0,001 мм, показывают изменение расстояния между победитовыми конусами пуансонов, т. е. деформацию всей системы: пуансонов, поршней, оболочки и образца. Разница деформаций системы с образцом и системы без образца определяет изменение длины образца (линейную деформацию вдоль вертикальной оси).

Относительное изменение объема исследуемых образцов при высоких давлениях и температурах определялось по результатам измерений, с использованием тарировочных данных (рис. 3) из формулы

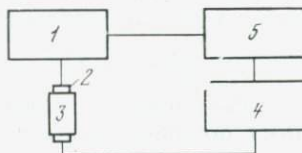
$$-\frac{\Delta V_{t,p}}{V_0} = l_0 S_0 - [l_0 - (\Delta l_{t,p} - \Delta l'_{t,p})] S_{t,p} - V' \left(\frac{\Delta V}{V} \right)'_{t,p} - V'' \left(\frac{\Delta V}{V} \right)''_{t,p} / V_0,$$

где индекс t, p означает, что данный параметр берется при температуре t и давлении p ; V_0 — объем образца при атмосферном давлении и комнатной температуре (условия нормальные); $\Delta V_{t,p}$ — изменение объема образца; l_0, S_0 — длина образца в оболочке с уплотнительными кольцами и площадь поперечного сечения канала камеры при нормальных условиях; $|\Delta l_{t,p}|$ — смещение поршней; $\Delta l'_{t,p}$ — экспериментальная поправка на уменьшение высоты поршней; $S'_{t,p}$ — площадь поперечного сечения канала камеры при высоких t и p , определяемая расчетным путем; V' и V'' — объем оболочки и уплотнительных колец при нормальных условиях; $(\Delta V/V)'_{t,p}, (\Delta V/V)''_{t,p}$ — декременты объемов оболочки и уплотнительных колец в условиях p, T ; $V', V'', l_0, S_0, \Delta l_{t,p}$ измеряются в опыте; $(\Delta V/V)'_{t,p}$ и $(\Delta V/V)''_{t,p}$ определяются из предварительных градуировочных измерений (рис. 3).

Скорости упругих волн в образцах горных пород измерялись методом ультразвукового прозвучивания [1] с помощью стандартной электронной аппаратуры (рис. 4). Для преобразования ультразвуковых колебаний на малую плоскополированную поверхность конических пуансонов наклеены датчики из пьезокерамики ЦТС-19 с собственной частотой колебаний 3 и 5 Мгц. Таким образом, ультразвуковые преобразователи выведены из зоны высоких температур и давлений. Для возбуждения ультразвуковых колебаний используется двухканальный генератор прямоугольных импульсов Г5-27А. С выхода первого канала генератора на пьезоизлучатель подаются прямоугольные импульсы регулируемой

Рис. 4. Блок-схема аппаратуры для измерения упругих волн в образцах горных пород и минералов

- 1 — генератор 15-27А;
- 2 — ультразвуковые датчики;
- 3 — образец;
- 4 — широкополосный усилитель;
- 5 — осциллограф ИО-4



длительностью от 0,1 до 10 мкс и амплитудой до 120 в. Ультразвуковой импульс от излучателя проходит образец, регистрируется пьезоприемником, усиливается широкополосным усилителем и подается на осциллограф. Развертка сигнала на осциллографе синхронизируется выходом со второго канала генератора 1, имеющего электронную задержку от 0,05 до 10^5 мкс относительно первого канала.

Таким образом, определение времени вступления первого импульса, прошедшего через образец, сводится к отсчету его по шкале задержки генератора или по калиброванной развертке на шкале осциллографа. Электронная задержка калибруется кварцевым генератором, что обуславливает высокую точность определения времени пробега ультразвукового импульса через образец.

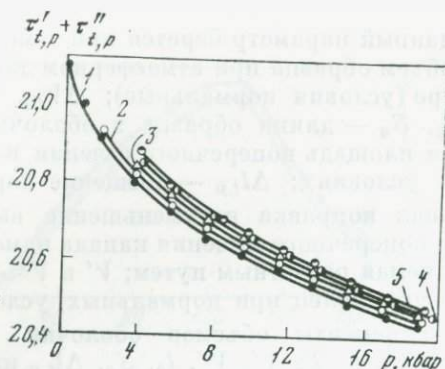


Рис. 5. Зависимость времени пробега продольных волн системы без образца (пу псоны, поршни, пирофиллитовые основания) от давления при разных температурах

При t° С:

1—20;

2—125;

3—250;

4—375;

5—500 (высота поршней 52,2 мм, высота пирофиллитовых оснований 5,4 мм)

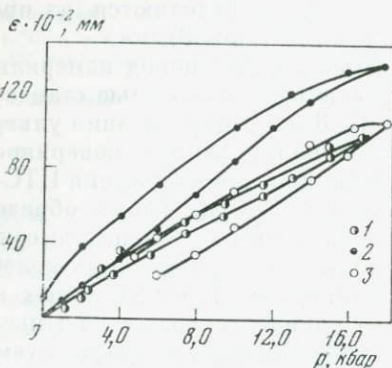


Рис. 6. График прямого и обратного хода с образцом из свинца и пирофиллита

1 — свинец;

пирофиллит:

2 — при 20°C;

3 — при 375°C

Скорости упругих волн в образце при высоких давлениях и температурах вычислялись по формуле

$$V_{t,p} = l_0 - [\Delta l_{t,p} - (\Delta l'_{t,p} + \Delta l''_{t,p})] / (\tau_{t,p} - \tau'_{t,p} - \tau''_{t,p}),$$

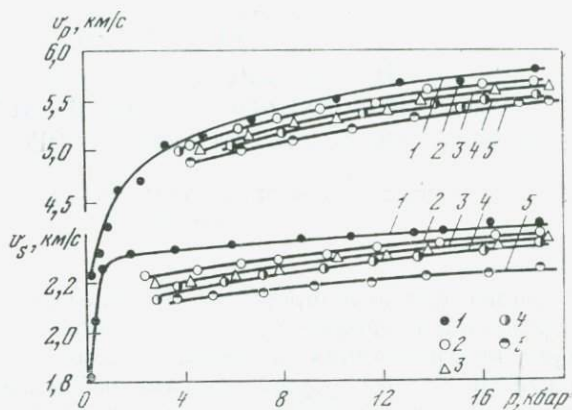
где $V_{t,p}$ — скорость продольных или поперечных волн в образце; l_0 — длина образца при комнатной температуре и атмосферном давлении; $\Delta l_{t,p}$ — изменение длины ультразвукового тракта, включающего конусы, поршни, основания оболочки и образец; $\tau_{t,p}$, $\tau'_{t,p}$ и $\tau''_{t,p}$ — время пробега импульса соответственно через ультразвуковой тракт, конусы пуансонов и поршни, через основания оболочки; $\Delta l'_{t,p}$, $\Delta l''_{t,p}$, $\tau'_{t,p}$ и $\tau''_{t,p}$ определяются из предварительных градуировочных опытов (рис. 5); $\Delta l_{t,p}$ и $\tau_{t,p}$ измеряются в опыте.

В качестве среды, передающей давление при высокой температуре в камерах типа цилиндр — поршень, чаще других материалов применяются пирофиллит и тальк. В наших опытах в основном использовался пирофиллит, так как он может быть обезвожен до опыта и его жесткость повышается с увеличением температуры медленнее, чем у талька [2].

Опыты с образцами и градуировочные измерения проводились при различных выдержках времени, при определенных экспери-

Рис. 7. Зависимость скоростей продольных v_P и поперечных v_S волн в пиррофиллите от давления при разных температурах

При t , °C: 1—20; 2—125; 3—250; 4—375; 5—500



ментально подобранных режимах нагрева в условиях установившегося термодинамического равновесия. Колебания температуры при этом в интервале времени измерения по абсолютной величине не превышали 3—4° С. Давление и температура в опытах создавались двумя способами: а) при фиксированных давлениях (начиная с 4—5 кбар и выше) проводился нагрев и охлаждение; б) при фиксированной температуре осуществлялся цикл нагружение — разгрузка. При температурах выше комнатной давление во время опыта было не ниже 4 кбар, чтобы избежать микронарушений сплошности образца по границам породообразующих минералов вследствие их неодинакового термического расширения в разных кристаллографических направлениях.

Давление в камере рассчитывалось путем пересчета усилия пресса на площадь поперечного сечения канала камеры, с учетом возникающего в ней трения, с точностью 3%. Поправка на трение определялась по прямому и обратному ходу (рис. 6).

Для определения скоростей упругих волн в образце необходимо учитывать время задержки ультразвукового импульса в торцевых частях пиррофиллитовой оболочки. Для этих целей проводились специальные измерения деформаций и скоростей упругих волн в образцах пиррофиллита.

На рис. 7 представлены данные измерений v_P и v_S в пиррофиллите в исследуемом интервале давлений при разных температурах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Волярович М. П., Левыкин А. И. Изучение скоростей продольных волн в образцах горных пород при давлениях до 40 000 кг/см².— ДАН СССР, 1965, 165, № 6.
2. Hulse C. O., Graf R. B. Effect of temperature on the mechanical properties of solid pressure — transmitting media, pt. I, Talc.— J. Appl. Phys., 1964, 35, N 12; pt. II, Pyrophyllite.— J. Appl. Phys., 1965, 36, N 5.

**СОПОСТАВЛЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ
АКУСТИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ
НА ОБРАЗЦАХ ГОРНЫХ ПОРОД
СО СКОРОСТНЫМ РАЗРЕЗОМ ЛИТОСФЕРЫ
ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА (ВКМ)**

В. В. ВАВАКИН, М. П. ВОЛАРОВИЧ, А. И. ЛЕВЫКИН,
А. И. ТАРКОВ

Совместная интерпретация глубинных скоростных разрезов и результатов скоростей продольных волн v_p на образцах горных пород при различных давлениях и температурах позволяет надлежащим образом аргументировать выбор вещественно-минералогических моделей для коры и верхов мантии.

Для литосферы ВКМ был взят трехслойный разрез пластовой скорости (рисунок), приведенный в [1]. В верхнем 30-километровом слое v_p возрастает от кровли к подошве с 5,95 до 6,70 км/с при среднем вертикальном градиенте $dv_p/dz = 0,025 \text{ км} \cdot \text{с}^{-1}/\text{км}$. В нижнем коровом слое, мощность которого оценивается около 13 км, v_p увеличивается к основанию до 7,3 км/с при среднем градиенте $dv_p/dz = 0,046 \text{ км} \cdot \text{с}^{-1}/\text{км}$. Граница Мохоровичича, на которой v_p скачком возрастает до 8,1 км/с, находится на глубине 43 км. В подкоровом слое ($z = 43\text{—}55 \text{ км}$) скорость увеличивается с глубиной с меньшим градиентом ($dv_p/dz = 0,017 \text{ км} \cdot \text{с}^{-1}/\text{км}$), чем в коровых слоях.

Лабораторные измерения v_p производились на образцах горных пород в камере высокого давления типа цилиндр — поршень [2] с внешним обогревом по разработанной методике¹ в широком диапазоне давлений (от 1 атм до 18 кбар) для нескольких фиксированных температур (20, 125, 250, 375 и 500° С). Принятые в опытах пределы изменения термодинамических параметров находятся в соответствии с возможными колебаниями давления и температуры в разрезе литосферы ВКМ. Действительно, в самых верхах мантии на глубинах 45—55 км гидростатическое давление не превышает 15—17 кбар, а температура на этих глубинах под щитами, по оценкам геотермистов [3, 4], вряд ли выше 350—450° С. Измерения скорости ультразвуковых волн v_p проводились на образцах четырех групп пород различной основности: гранитах, габброидах, пироксенитах и эклогитах.

Граниты, габброиды и часть пироксенитов взяты из керна скважин, вскрывших докембрийский фундамент Воронежской антиклизы. К рассмотрению привлечены также мантийные эклогиты из Якутии и два образца пироксенита с Кольского полуострова. Для каждой группы пород измерения v_p (p , T) выполнялись на 4—5 образцах близкого состава. В результате были получены

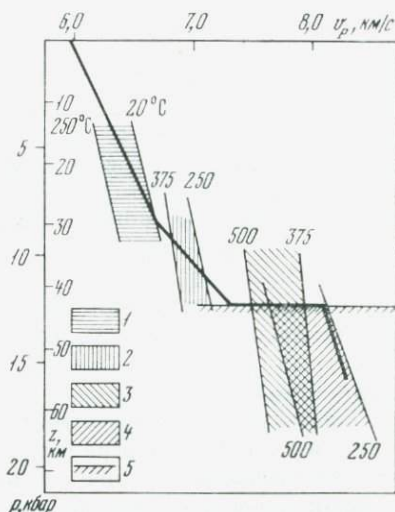
¹ Левыкин А. И., Вавакин В. В. Наст. сб., с. 18.

средние значения этого параметра в исследуемом диапазоне давлений и температур. Поля значений $v_p(p)$ для каждой группы пород ограничены максимально и минимально возможными изотермами (рисунок) в соответствии с распределением температуры в недрах ВКМ.

Из сравнения разреза $v_{II}(z)$ с изотермами $v_p(p)_T$ можно установить ряд важных закономерностей строения кристаллической

Разрез $v_{II}(z)$ для литосферы ВКМ [5] и значения $v_p(p, T)$ для различных групп горных пород

- 1 — граниты;
- 2 — габброиды;
- 3 — пироксениты;
- 4 — эклогиты
- 5 — граница Мохоровичича



коры и подкорового слоя верхней мантии. Прежде всего это касается состава отдельных скоростных слоев, выделяемых по данным ГСЗ в литосфере [1]. Так, поле значений v_p , измеренное на образцах гранитов, соответствует верхнему слою. В пределах нижнего высокоградиентного слоя ($z = 30-43$ км) располагаются значения $v_p(p)_T$, полученные для габброидов в интервале температур (250 — 375°С). Поле значений v_p для пироксенитов располагается в области скачка сейсмических скоростей в переходном слое от коры к верхней мантии, и, наконец, поле v_p для эклогитов явно соответствует подкоровым горизонтам мантии, но несколько меньше величины сейсмической скорости на границе Мохоровичича.

Обращает на себя внимание тот факт, что график $v_{II}(z)$ пересекает построенные поля акустических значений $v_p(p)_T$ всех типов исследованных пород. В таблице для каждого слоя приведены значения градиентов сейсмической и акустической скоростей.

Из таблицы видно, что градиенты сейсмической скорости во всех трех слоях (особенно во II коровом) превышают градиенты акустической скорости (за исключением эклогитов), измеренной на различных породах при фиксированных температурах (см. рисунок). Различие будет еще больше, если учесть эффект увеличения температуры с ростом глубины. Столь высокие темпы нарастания

Слой (тип породы)	$dv_{II}/dz, c^{-1}$ (по сейсмическим данным)	$dv_P/dz, c^{-1}$ (по акустическим данным)
<i>Кристаллическая кора</i>		
I граниты	0,0250	0,0125
II габброиды	0,0460	0,0075-0,0100
<i>Верхняя мантия</i>		
Пироксениты		0,0075
Подкорковый (эклогиты)	0,0170	0,0150-0,0200

сейсмической скорости с глубиной по сравнению с градиентами акустической скорости, особенно, если последняя изменяется под влиянием увеличения и температуры, и давления, обусловлены главным образом резкой дифференциацией вещества недр Земли, а также относительно более неоднородным по сравнению с естественным полем температур в образце.

В заключение отметим, что при геологической интерпретации скоростных разрезов ГСЗ следует решительно отказаться от традиционных терминов — «гранитный», «базальтовый» слой и т. д., базирующихся на однородно-слоистых моделях и средних значениях пластовой (границной) скорости. Правильнее скоростную зональность (горизонтальную макрослоистость) кристаллической коры и верхов мантии объяснить с позиций общей эволюции эндогенного литогенеза [5]. При таком подходе допускается, что выделяемые по сейсмическим данным слои образованы минеральными парагенезисами переменного состава, отвечающими различным фациям регионального метаморфизма. Именно в такую схему укладываются скоростные и сейсмические разрезы литосферы ВКМ с характерным распределением в каждом слое пластовых скоростей и их градиентов, отражающие влияние двух стадий регионального ультраметаморфизма (погружения и поднятия) и процессов магматизма [4]. Верхний градиентный слой соответствует зоне ультраметаморфической гранитизации. Нижний коровой слой ($v_{II} = 6,7 - 7,5$ км/с) образован дегранитизованными минеральными фациями гранулит-базитового состава, отвечающими зоне остаточной базификации. Подкоровой слой верхней мантии ($v_{II} = 8,1 - 8,3$ км/с) состоит в основном из гипербазитов и эклогитов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Тарков А. П., Базула И. П., Генералова В. Г., Дубянский А. И. Строение земной коры Воронежского массива по профилю — ГСЗ Губкин — Новохоперск. — В кн.: Вопросы геологии и металлогении докембрия ВКМ. Воронеж, ВГУ, 1977.

2. *Воларович М. П., Левякин А. И.* Изучение скоростей продольных волн в образцах горных пород при давлениях до 40 000 кг/см². — ДАН СССР, 1965, 165, № 6.
3. *Дучков А. Д., Соколова Л. С.* Геотермические исследования в Сибири. — Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. Новосибирск, «Наука», 1974, № 279.
4. *Кутас Р. И., Гордиенко В. В.* Тепловое поле Украины. Киев, «Наукова думка», 1971.
5. *Тарков А. П.* О слоистости глубинных зон земной коры и верхов мантии. М., ВИНТИ, Деп. № 1652-76, 1976.

СВОЙСТВА ПОРОД ТАШКЕНТСКОГО СЕЙСМОАКТИВНОГО РЕГИОНА В ПРОЦЕССЕ ДЕФОРМИРОВАНИЯ И РАЗРУШЕНИЯ ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ

МУЗАФАР Х. БАКИЕВ, И. С. ТОМАШЕВСКАЯ,
МЕЛИС Х. БАКИЕВ

Работа посвящена исследованию комплекса физических свойств горных пород Ташкентского сейсмоактивного региона в процессе деформирования и разрушения одноосным сжатием при различных гидростатических давлениях до 3,5 кбар. По данным [1, 2], на глубинах порядка 8 км, где был расположен очаг землетрясения 1966 г., могут быть эффузивные породы типа порфиритов различного состава и сильно измененные, а также породы гранито-диоритового состава.

Поскольку исследование комплекса физических свойств требует очень большого объема экспериментальных работ, то выбраны только две представительные породы — плагиогранит-порфир 2549, в котором среди тонкозернистой кварц-полевошпатовой основной массы видны реликты вкрапленников плагиоклаза (порода сильно изменена), и крупнокристаллический диорит 2551, в котором имеются небольшие вторичные изменения следующего состава (в %): андезин 35, микроклин 28, роговая обманка 22, широксен и кварц.

Методика. Эксперименты проводили на установке высокого давления [3, 4], в которой можно прикладывать к образцу все-стороннее давление до 10 кбар и независимо от него дополнительное одноосное сжатие до 50 тс. Для каждого образца в процессе опытов непрерывно регистрировались дифференциальная нагрузка, продольная и поперечная деформации, собственная сейсмоакустика, электрическое сопротивление, а скорости продольных волн в направлении максимального сжатия определялись дискретно. Принципиальная измерительная блок-схема подробно объяснена в [5].

Образцы пород вырезали из одного блока в одном направлении в форме цилиндров диаметром 2 см и длиной 5—6 см. После изготовления они выдерживались не менее месяца при комнатных условиях для снятия напряжений, возникающих при изготовлении образцов. Из приготовленной серии образцов отбирали более или менее идентичные по значениям плотности и скорости продольных волн (табл. 1).

Образцы, имевшие большие отклонения значений плотности или скорости, отбраковывались. На каждый образец, если он испытывался комнатно-сухим, наклеивались тензометры сопротивления клеем БФ-2 и электроды токопроводящим клеем. После этого образец зажимался в струбцинах вместе с металлическими надставками, а затем на боковые поверхности образца и надставок многократно наносилось покрытие из клея БФ-2, чтобы создать непроницаемую оболочку для жидкости, передающей давление.

Таблица 1

Средние значения и предельные отклонения некоторых параметров для серий образцов плагногранит-порфира 2549 и диорита 2551

Номер образца	ρ , г/см ³	v , км/с	Эффективная пористость, %	Общая пористость, %
2549	2,68±0,02	5,5±0,2	1,36 (0,27—2,48)	1,46
2551	2,75±0,02	5,9±0,2	0,71 (0,2—1,64)	0,71

Влажные образцы к опыту готовили по-другому. Чтобы избежать дополнительного растрескивания образцов при высушивании в печи, их сушили под вакуумом до постоянного веса. После 2—3-часового откачивания к образцам наливалась вода. Так как одна поверхность образца под вакуумом оставалась открытой, то вода быстро засасывалась в открытое поровое пространство. Для наклейки тензодатчиков и создания непроницаемой оболочки использовали эпоксидный компаунд с пластификатором и отвердителем.

Скорость продольных волн и сейсмоакустику изучали с помощью пьезопреобразователей из керамики ЦТС-19 с собственной частотой 1—1,8 Мгц. Пьезопреобразователи монтировали в продолжении поршня и в затворе камеры [4]. Сейсмоакустические импульсы, возникающие в образце, регистрировали в следующей цепи: пьезопреобразователь, усилитель и гальванометр. Для записи сейсмоакустических импульсов были использованы гальванометры типа М001. 2 с рабочей полосой частот от 0 до 240 гц. Время прохождения упругого импульса через образец определялось как

разность между временем прохождения импульса через систему надставки — образец и временем прохождения импульса через надставку без образца. Последнее изучено в специальных опытах при различных всесторонних давлениях в процессе приложения дифференциальной нагрузки.

Дифференциальное усилие на образец регистрировалось двумя способами: один — грубый по показанию манометра, находящегося в системе низкого давления прессы, а другой — по показанию тензодатчиков, наклеенных на внутреннюю часть поршня, передающего дифференциальное усилие образцу. Так как усилие, необходимое для преодоления противодействия и трения в уплотнении определяется легко в каждом опыте, то фактически для каждого опыта на основании двух измерений дифференциального усилия строились градуировочные графики и дифференциальное напряжение на образец рассчитывалось по формуле

$$\sigma_{\text{диф}} = \frac{S_{\text{п}}}{S_0} (F - F_{\text{тр}}),$$

где $\sigma_{\text{диф}}$ — дифференциальное напряжение; $S_{\text{п}}$ — площадь плунжера; S_0 — площадь образца; F — дифференциальное усилие; $F_{\text{тр}}$ — сила трения.

Расчет деформаций проводили следующим образом: сначала для каждого тензодатчика по известному его сопротивлению и коэффициенту тензочувствительности определяли переходный коэффициент, необходимый для расчета деформации по данным опыта. Следующий этап — получение градуированного по сопротивлению отклонения луча гальванометра и, наконец, определение величины относительной деформации, приходящейся на 1 мм отклонения гальванометра.

Экспериментальные результаты. Значение прочности (максимально выдерживаемого дифференциального напряжения σ_{max}) зависит от многих факторов. Оно увеличивается с возрастанием всестороннего давления. В качестве примера на рис. 1 приведено изменение σ_{max} для плагиогранит-порфира 2549 и диорита 2551 при скоростях нагружения 0,1 кбар/с как функция всестороннего давления.

Несмотря на то, что диорит при атмосферных условиях имеет более высокие значения плотности и скорости продольных волн (см. табл. 1) для всей серии образцов, его прочностные характеристики несколько ниже при сопоставимых условиях испытания, но с увеличением всестороннего давления разница в значениях прочности уменьшается. Изменение скорости приложения дифференциального усилия сказывается на величинах прочности. Например, для образцов диорита, испытанных при гидростатическом давлении 0,8 кбар, при уменьшении скорости на порядок, а именно с 0,34 до 0,034 кбар/с, прочность образцов уменьшилась на 35% от $\sigma_{\text{max}} = 4,9$ до 3,6 кбар. Аналогичное уменьшение прочности наблюдается и для образцов плагиогранит-порфира.

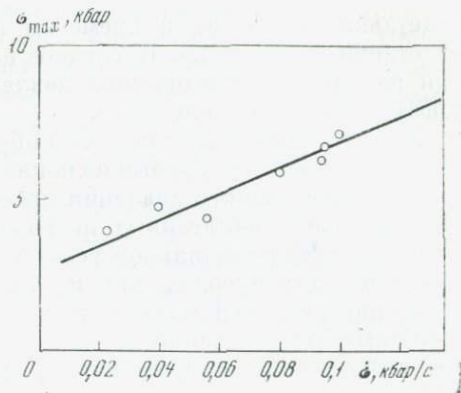
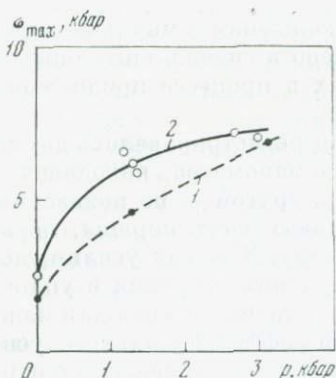


Рис. 1. Зависимость прочности σ_{\max} от величины всестороннего давления в образцах диорита (1) и плагиогранит-порфира (2)

Скорость приложения дифференциальной нагрузки 0,1 кбар/с

Рис. 2. Зависимость σ_{\max} от $\dot{\sigma}$ для образцов плагиогранит-порфира при давлении 1,2 кбар

В качестве иллюстрации на рис. 2 приведена зависимость σ_{\max} от $\dot{\sigma}$ для образцов плагиогранит-порфира, испытанных при гидростатическом давлении 1,2 кбар.

В проведенных экспериментах отмечена следующая тенденция: при более медленных скоростях приложения дифференциального осевого напряжения картина разрушения становится сложнее, а именно появляется несколько больших сколовых трещин, сопровождаемых значительной зоной дробления. При максимальных скоростях нагружения образцы обеих пород разрушались по одной плоскости, наклоненной к большой оси образца. Угол наклона зависит от величины гидростатического давления, при котором происходит испытание, и увеличивается от $19-20^\circ$ при атмосферном давлении до $30-35^\circ$ при давлениях порядка 3—3,5 кбар.

Известно, что присутствие влаги в поровом пространстве пород понижает прочностные свойства. В проведенных экспериментах понижение прочности отмечено только для диорита 2551, испытанного при атмосферных условиях (табл. 2), а для плагиогранит-порфира прочность влажных образцов при атмосферных условиях незначительно увеличилась. При гидростатических давлениях 1,3—1,4 кбар влажные образцы и плагиогранит-порфира, и диорита показали несколько большие значения прочности, чем при атмосферном давлении. Эти результаты можно объяснить, основываясь на работе [6], в которой показано, что уменьшение прочности во влажных образцах начинается только после определенного процента заполнения водой общего порового пространства. Так как разброс эффективной пористости в разных частях блока достаточно большой (см. табл. 1), то для каждого конкретного образца трудно оценить реальный процент степени насыщения.

Таблица 2

Значения максимально выдерживаемого напряжения σ_{\max} при всесторонних давлениях p и скоростях нагружения $\dot{\sigma}$ для воздушно-сухих (В. С.) и влажных образцов породы

Номер образца	p	Степень насыщения по объему, %	σ_{\max} , кбар	Номер образца	p	Степень насыщения по объему, %	σ_{\max} , кбар
2551-10 *	1 атм	В.С.	1,67	2549-5	1 атм	В.С.	2,58
2551-27 *	1 атм	0,52	0,83	2549-23	1 атм	0,63	2,87
2551-14	1,35 кбар	В.С.	4,57	2549-8	1,3 кбар	В.С.	6,27
2551-4	1,45 кбар	0,14	5,53	2549-19	1,35 кбар	0,9	6,52

* $\dot{\sigma}=0,05$ кбар/с, для остальных образцов $\dot{\sigma}=0,1$ кбар/с.

На рис. 3 приведены деформационные кривые для воздушно-сухих образцов диорита 2551. Из графика видна тенденция уменьшения величины деформации при одном и том же значении дифференциальной нагрузки, но с увеличением всестороннего давления. Все испытанные образцы разрушались хрупко. Никаких заметных пластических деформаций перед разрушением обнаружено не было.

Средние объемные деформации образца под воздействием дифференциальной нагрузки рассчитывали по формуле

$$\Delta V/V = -\varepsilon_{\parallel} + 2\varepsilon_{\perp},$$

где $\Delta V/V$ — относительная объемная деформация; ε_{\parallel} — относительная продольная деформация; ε_{\perp} — поперечная.

Примеры изменения объемной деформации даны на рис. 4 для образцов диорита 2551. Приведенные зависимости можно разделить на две части. В первой части при приложении дифференциального напряжения происходит дополнительное уплотнение образца, а в области, предшествующей разрушению, наблюдается некоторое разуплотнение, очевидно, связанное с растрескиванием. Отметим, что для образцов диорита наблюдалась хорошая воспроизводимость деформационных кривых от опыта к опыту, проведенных при одинаковых условиях. В образцах же плагиогранитпорфира наблюдалось различие в продольных деформациях до 5 раз, что отражено в табл. 3.

Присутствие воды в поровом пространстве образцов хотя и мало отразилось на прочности образцов, но нашло отражение в распределении сейсмоакустических импульсов и в ходе деформационных кривых [5]. Во влажных образцах деформационные кривые имеют местные перегибы, которые или следуют за серией импульсов, или предшествуют им. В результате влажные образцы имеют при одинаковых условиях большие деформации и гораздо большее

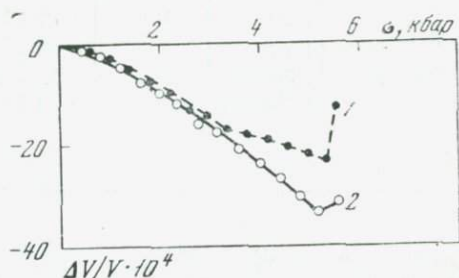
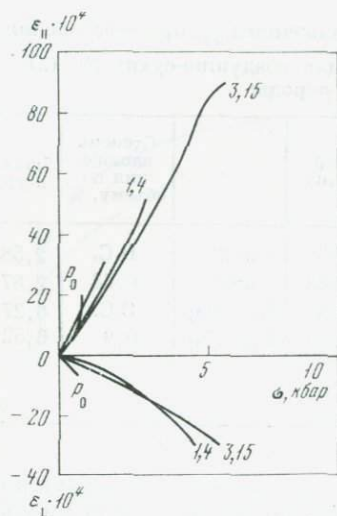


Рис. 3. Кривые деформация — дифференциальное напряжение для воздушно-сухих образцов диорита, полученные при различных гидростатических давлениях
Цифры на кривых — значения давления, кбар

Рис. 4. Относительное изменение объема образца в процессе деформирования
1—1,45 кбар, насыщение 0,14%; 2—3,15 кбар, воздушно-сухой образец не доведен до разрушения

число акустических импульсов, которые начинают возникать при достаточно малых дифференциальных нагрузках и продолжают до самого разрушения. Зачастую нельзя выделить импульс, который сопровождает разрушение, нарушающее целостность образца. В воздушно-сухих образцах картина распределения сейсмоакустических импульсов меняется в зависимости от скорости приложения дифференциального усилия.

Таблица 3

Значения относительной продольной деформации (10^{-4}) при различных значениях дифференциального напряжения ($\sigma_{\text{диф}}$) в образцах плаггиогранит-порфира 2549

P, кбар	$\sigma_{\text{диф}}$, кбар					
	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0
1,2	3,8	7,7	12	16,2	20,7	25
1,2	9,3	12,8	15	18,1	21	23
1,2	5	11,5	19,5	22,5	33	—
2,7	8	14,5	25	—	—	—
2,85	1,7	3	4,7	6,3	8	9,3

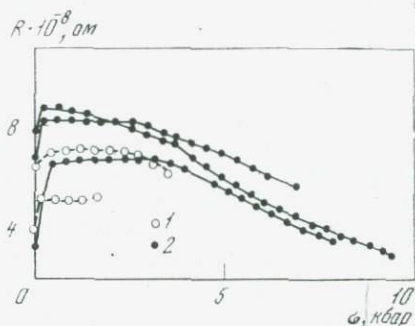
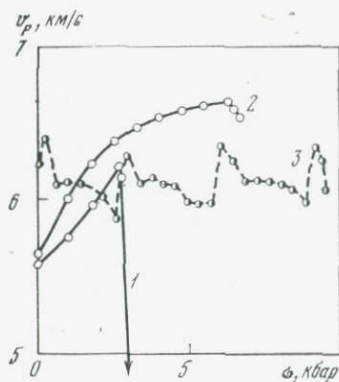


Рис. 5. Зависимость скорости продольных волн для воздушно-сухих образцов от напряжения

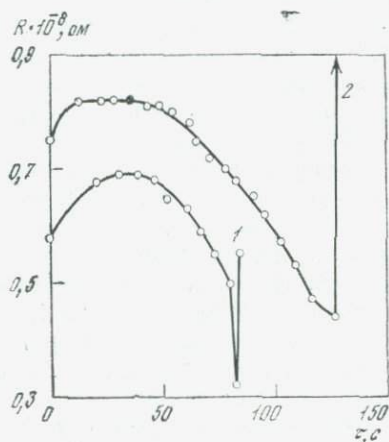
Номер образца, давление:
1—2549, 1 атм; 2—2549, 1,2 кбар;
3—2551, 3, 18 кбар

Рис. 6. Зависимость электросопротивления в процессе деформирования в воздушно-сухих образцах диорита 2551 от дифференциального напряжения σ

При p : 1—1 атм; 2—3,15 кбар

Рис. 7. Примеры изменения электросопротивления в процессе деформирования и разрушения в воздушно-сухих образцах диорита в зависимости от времени t

При p , кбар: 1—1,65; 2—3,15



При скоростях порядка 0,1 кбар/с регистрировалось малое количество импульсов и разрушение сопровождалось импульсом максимальной амплитуды, почти на порядок превышающей амплитуду всех предыдущих импульсов. С повышением гидростатического давления количество зарегистрированных в процессе деформации импульсов уменьшалось, а их амплитуда возрастала. При меньших скоростях нагружения относительное количество импульсов увеличивалось, но амплитуда их уменьшалась, а при разрушении появлялась уже группа импульсов.

Результаты измерения скоростей продольных волн вдоль большой оси образца в процессе деформации показали, что для мелкозернистого плагиогранит-порфира 2549 изменения скорости как функции дифференциального напряжения плавные (рис. 5, 1, 2), а именно скорость при небольших давлениях плавно увеличивается, а перед разрушением наблюдалось небольшое падение v_p . Для крупнозернистой породы 2551 v_p в процессе нагружения меняется скачкообразно, имея несколько максимумов и минимумов.

В среднем можно сказать, что скорость в процессе всего опыта остается неизменной, скачки же ее могут быть связаны с возникновением и залечиванием трещин в отдельных порообразующих зернах.

На относительное изменение v_p от образца к образцу скорость приложения нагрузки не влияет, когда напряжения далеки от разрушающих. Но в связи с тем, что при более медленных скоростях нагружения разрушение сопровождается зоной дробления, изменения v_p различаются в области, близкой к разрушению. При $\dot{\sigma} = 0,1$ кбар/с если и наблюдается уменьшение v_p , то оно незначительно по величине (порядка 1—2%), при более медленных скоростях нагружения $\dot{\sigma}$ это уменьшение становится более существенным и может достигать 10%.

Электрическое сопротивление, измеренное в образцах на одной и той же базе, изменялось в каждой серии образцов более чем на порядок: так, например, для образцов диорита — от $0,4 \cdot 10^8$ до $0,8 \cdot 10^9$ ом. Это могло быть связано с количеством влаги, содержащейся в воздушно-сухих образцах. Увлажнение и насыщение образцов также понижало сопротивление.

На рис. 6 приведено изменение электросопротивления в воздушно-сухих образцах диорита 2551. Испытания при атмосферных условиях показали, что изменение электросопротивления мало и наблюдается некоторое его увеличение с возрастанием σ . В образцах же, испытанных при 3,15 кбар, в самом начале приложения дифференциальной нагрузки наблюдалось резкое увеличение электросопротивления на 20—30%. Дальше на кривой имеется участок, где напряжение растет, а сопротивление не меняется, и наконец, приблизительно после половины разрушающей нагрузки сопротивление падает.

Изменение электросопротивления R при разрушении хорошо видно, если представить графически изменение R от времени. Как показывает рис. 7, при разрушении наблюдались два вида скачков: 1 — резкое уменьшение с последующим возрастанием, 2 — скачкообразное возрастание сопротивления почти на порядок. Характер изменения электросопротивления в образцах плагиогранит-порфира отличался от приведенного для диорита. В процессе приложения дифференциальной нагрузки сопротивление все время возрастало, а перед разрушением не наблюдалось уменьшения ни в воздушно-сухих, ни в увлажненных и насыщенных образцах (табл. 4).

Таким образом, если сопоставить все измеренные в этой работе параметры, то можно увидеть, что изменения исследованных свойств довольно четко коррелируются с типом готовящегося разрушения. Для разрушения типа скола не наблюдалось четких предвестников, которые предупреждали бы о готовящемся событии, за исключением собственной сейсмоакустики для воздушно-сухих образцов — некоторое затишье перед разрушением. Для разрушения типа скола с зоной дробления можно выделить зону

Таблица 4

Изменение электросопротивления в процессе приложения дифференциального напряжения в воздушно-сухих (В. С.) и частично насыщенных образцах плагиогранит-порфира 2549

Номер образца	р, кбар	Насыщен- ние, %	R, ом	$\sigma_{\text{диф}}$, кбар			
				0,5	2,0	4,0	6,0
6	1,2	В. С.	$0,3 \cdot 10^8$	$0,35 \cdot 10^8$	$0,45 \cdot 10^8$	$0,8 \cdot 10^8$	—
13	1,5	0,1	$1,3 \cdot 10^7$	$1,30 \cdot 10^7$	$1,6 \cdot 10^7$	$2,6 \cdot 10^7$	$4,8 \cdot 10^7$
15	1,5	0,13	$0,5 \cdot 10^7$	$0,6 \cdot 10^7$	$0,75 \cdot 10^7$	$1,0 \cdot 10^7$	$1,7 \cdot 10^7$

аномальных изменений почти всех параметров. Кроме того, проведенное исследование показало, что степень изменения изученных параметров зависит от многих факторов. В этой работе исследовано только три фактора: влияние гидростатического давления, скорости приложения дифференциальной нагрузки и частичного влияния увлажнения и насыщения.

Для того чтобы использовать полученные физические параметры при интерпретации процессов, происходящих внутри Земли, очевидно, надо расширить количество факторов и выяснить их роль в поведении того или иного параметра, особенно в области, близкой к разрушению.

ЛИТЕРАТУРА

1. Азмеджанов М. А., Борисов О. М., Якубов Д. Х. и др. Остаточные деформации на поверхности земли в результате Ташкентского землетрясения. Тезисы докл. по обсуждению результатов изучения Ташкентского землетрясения 26 апреля 1966 г. и его повторных толчков. Ташкент, «Фан», 1967.
2. Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 года. Ташкент, «Фан», 1971.
3. Воларович М. П., Балашов Д. Б., Томашевская И. С. и др. Изучение влияния одноосного сжатия на скорости упругих волн в образцах горных пород в условиях высокого гидростатического давления.— Изв. АН СССР. Серия геофиз., 1963, № 8.
4. Воларович М. П., Баюк Е. И., Левыкин А. И., Томашевская И. С. Физико-механические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М., «Наука», 1974.
5. Томашевская И. С., Хамидуллин Я. Н. Предвестники разрушения образцов горных пород.— Физика Земли, 1972, № 5.
6. Томашевская И. С., Звягинцев Л. И. Особенности деформационного поведения пористых базальтов при сложном напряженном состоянии.— В кн.: Физические свойства горных пород при высоких давлениях и температурах. Тбилиси, «Мецниереба», 1974.
7. Томашевская И. С. Изменение различных физических параметров в процессе деформации и разрушения образцов горных пород.— В кн.: Физика очага землетрясения. М., «Наука», 1975.

СКОРОСТИ УПРУГИХ ВОЛН, ОТНОШЕНИЕ v_p/v_s И ПЛОТНОСТЬ ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ У МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ГРАНУЛИТОВОЙ ФАЦИИ

М. П. ВОЛАРОВИЧ, В. Г. ЛУТЦ, С. М. КИРЕЕНКОВА,
И. Б. САФАРОВ

Данная работа является продолжением комплексных исследований физических свойств и вещественного состава глубинных пород. Изучены породы гранулитовой фации Алданского щита. Для них в условиях высоких давлений определены скорость упругих волн, плотность, сжимаемость. Методика и аппаратура, с помощью которых проведены эксперименты, разработаны ранее в Лаборатории высоких давлений ИФЗ АН СССР [1].

Прежде чем перейти к обсуждению физических свойств исследованных пород, кратко остановимся на их геологической характеристике. По современным представлениям метаморфические породы гранулитовой фации слагают гранулит-базитовый слой консолидированной коры [2]. Этот слой ограничивается поверхностями Конрада и Мохоровичича и располагается в среднем интервале глубин 20—45 км. Комплексы пород гранулитовой фации формируются при литостатическом давлении 5—12 кбар в температурном интервале 750—950° С. Такие условия глубинности отвечают геофизическому «базальтовому» слою. Комплексы метаморфических пород гранулитовой фации слагают основания древнейших платформ и обнажаются в наиболее эродированных участках. По строению и составу это — гетерогенные неоднородные толщи, сложенные породами кислого, среднего и основного состава. По происхождению они являются метаморфизованными осадочно-вулканогенными образованиями. Их региональный метаморфизм связан с глубоким погружением пород и их перекристаллизацией под действием высокой температуры и давления.

Различная глубина погружения, а также местные и временные изменения геотермических градиентов приводят к разной степени метаморфизма геологических комплексов, в целом относимых к гранулитовой фации. Внутри гранулитовой фации устанавливается большое число ступеней метаморфизма для всех главных групп пород — средних, глиноземистых, известковистых, карбонатных, кислых и основных.

Минеральные ступени метаморфизма разбивают гранулитовую фацию на более дробные подразделения — субфации, что позволяет оценить условия температуры и давления при формировании отдельных образцов и конкретных геологических комплексов.

На рис. 1 показаны $T-p$ условия для гранулитовой фации, а также ее пограничные ступени с эклогитовой фацией. На основании парагенетического анализа и установленных ступеней мета-

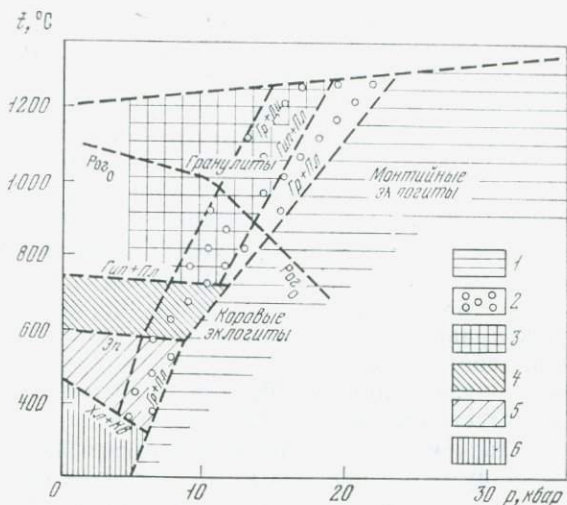


Рис. 1. Положение гранулитовой фации в системе фаций

1 — эклогитовая; 2 — субфация эклогитоподобных пород; 3 — гранулитовая; 4 — амфиболитовая; 5 — эпидот-амфиболитовая; 6 — зеленосланцевая

морфизма на территории Алданского щита выделяются следующие субфации гранулитовой фации: 1) сутамская, наиболее глубинная, условия метаморфизма: $p > 10$ кбар, $t = 850-950^\circ \text{C}$; 2) тимптонская, $p = 7-9$ кбар, $t = 700-800^\circ \text{C}$ [3].

Для исследования физических свойств были отобраны образцы наиболее глубинной сутамской субфации Алданского щита. Этот комплекс пород характеризуется широким распространением пород основного и среднего состава и малым развитием гранитов. Основные породы представлены кристаллическими сланцами, развитыми на Алданском щите в виде прослоев и линз разной мощности среди лейкократовых кварцсодержащих пород. Макроскопически — это геммо-серые, с буроватым оттенком среднезернистые породы массивной, реже — сланцеватой текстуры. Под микроскопом обнаруживается типичная гранобластовая структура. Состав этих пород исчерпывается различным сочетанием следующих минералов: плагиоклаза, гиперстена, моноклинового пироксена, роговой обманки, граната, магнетита. Самые распространенные разновидности — амфибол-двушироксеновые и амфибол-двушироксен-гранатовые, обе разновидности с плагиоклазом. Амфибол-двушироксеновые кристаллические сланцы пользуются наибольшим распространением, их слагают пять минералов: средний плагиоклаз, гиперстен, диоксид, роговая обманка, магнетит. По химическим анализам амфибол-двушироксеновые основные кристаллические сланцы оказываются близкими или идентичными толеитовым базальтам.

Плотность исследованных образцов амфибол-двушироксеновых кристаллических сланцев колеблется в пределах $3,00-3,06 \text{ г/см}^3$

при атмосферном давлении и $3,10-3,13$ г/см³ при 10 кбар. Для них характерны довольно высокие значения скоростей упругих волн: $6,30-7,34$ км/с при 10 кбар (именно такое давление соответствует, как считают геологи, условиям формирования этих пород). Большинство цифр оказывается больше 7 км/с. Как известно, такие значения характерны для базальтового слоя земной коры.

Амфибол-двупироксен-гранатовые основные кристаллические сланцы встречаются реже. Они сложены плагиоклазом, гранатом, ромбическим и моноклинным пироксенами, роговой обманкой. В небольших количествах может присутствовать магнетит, биотит, очень редко — калишпат. Иногда такие породы называют эклогитами, что неправильно, так как в них устойчиво сочетание гиперстена с плагиоклазом, характерное для гранулитовой фации и запрещенное для эклогитовой. В то же время этот парагенезис очень своеобразен, он характерен лишь для наиболее глубоких частей гранулитовой фации и приближается к эклогитоподобным породам. Присутствие граната в этих породах оказывает заметное влияние на величину плотности и скорости упругих волн. Плотность образцов при атмосферном давлении составляет $2,95-3,14$ г/см³, при высоком — $3,013-3,188$ г/см³. Скорость продольных волн при атмосферном давлении меняется в пределах от 4 до 6,5 км/с и от 6,60 до 7,48 км/с — при 10 кбар. Несмотря на такой широкий интервал значений, для большинства образцов гранатосодержащих основных кристаллических сланцев характерны более высокие плотности и скорости упругих волн по сравнению с амфибол-двупироксеновыми кристаллическими сланцами (рис. 2).

Другой разновидностью изученных сланцев является бесполовошпатовый ультраосновной кристаллический сланец. Он сложен роговой обманкой, ромбическим и моноклинным пироксеном. Среди представленных сланцев он характеризуется самыми высокими значениями плотности и скорости упругих волн при атмосферном и высоком давлении. При атмосферном давлении плотность образцов составляет $3,23$ г/см³, при высоком — $3,28$ г/см³. Скорость изменяется в следующих пределах: от 6,80 до 6,84 км/с при атмосферном давлении и от 7,54 до 7,86 км/с при 10 кбар.

К числу малораспространенных сланцев в комплексе относится магнетит-гранат-пироксеновый кристаллический сланец. Плотность двух образцов этого сланца при атмосферном давлении — $2,8-3,17$ г/см³, при 10 кбар — $2,98-3,26$ г/см³. Скорость упругих волн для тех же образцов меняется от 4,9 при атмосферном давлении до 7,38 км/с при 10 кбар.

Основные кристаллические сланцы комплекса переслаиваются эндербитами (гиперстеновыми плагиогнейсами). Эндербиты — кварцсодержащие породы среднего состава представлены двумя разновидностями. Минеральный состав этих пород прост и постоянен, но количественные соотношения отдельных минералов подвержены значительным колебаниям, что находит отражение в соответствующей слоистости этих пород и их неоднородности. Сложены

Таблица 1

Порода	v _p , км/с, при p, кбар					
	1	5	10	15	20	25
Гиперстеновый плагиогнейс (эн-дербит) 3637, 3638	5,46—5,74	6,04—6,80	6,08—6,84	6,10—6,91	6,13—6,99	7,22—7,05
Амфибол-двупироксеновый основной кристаллический сланец 3639, 3640, 3641	5,8—6,7	6,22—7,20	6,30—7,34	6,36—7,48	6,88—7,64	6,92—7,74
Гранатовый кристаллический сланец 3642, 3643	6,34—6,54	6,56—6,86	6,60—7,48	6,72—7,52	7,56—7,73	7,60—7,78
Магнетит-гранат-пироксеновый кристаллический сланец 3644	6,12—7,06	6,34—7,32	6,42—7,38	6,48—7,47	6,54—7,56	7,8
Гранатовый амфиболит Л-70, 3645	7,2	7,6	7,94	8,08	8,3	8,5
Ультраосновой кристаллический сланец 3647	7,34—7,44	7,58—7,86	7,54—7,86	7,56—8,08	7,6—8,26	7,66
Кордиеритовый сланец 3648	5,90	6,30	6,48	6,6	6,7	—
Гиперстен-кордиеритовый сланец 3649	5,34—6,0	6,36—6,88	6,48—6,89	6,60—6,92	6,99	7,03

Таблица 1 (продолжение)

Порода	v_s , км/с, при p , кбар				
	1	5	10	15	20—25
Гиперстеновый плагиогнейс (эн-дербит) 3637, 3638	—	—	—	—	—
Амфибол-двунироксеновый основной кристаллический сланец 3639, 3640, 3641	4,0	4,01—4,20	4,05—4,25	4,07—4,29	4,09—4,37
07 Гранатовый кристаллический сланец 3642, 3643	3,6—4,6	3,7—4,4	3,80—4,32	3,86—4,32	3,89—4,32
Магнетит-гранат-пироксеновый кристаллический сланец 3644	—	—	—	—	—
Гранатовый амфиболит Л-70, 3645	4,35	4,43	4,48	4,6	4,75
Ультраосновой кристаллический сланец 3647	—	—	—	—	—
Кордиеритовый сланец 3648	—	—	—	—	—
Гиперстен-кордиеритовый сланец 3649	—	—	—	—	—

Таблица 1 (окончание)

Порода	v_p/v_s при p , кбар					
	1	5	10	15	20	25
Гиперстеновый плагиогнейс (эндербит) 3637, 3638	—	—	—	—	—	—
Амфибол-двупроксеновый основной кристаллический сланец 3639, 3640, 3641	1,6—1,7	1,7—1,8	1,71—1,83	1,83	1,74—1,85	1,76—1,87
Гранатовый кристаллический сланец 3642, 3643	1,5—1,54	1,52—1,62	1,46—1,68	1,49—1,74	1,5—1,75	1,51—1,77
Магнетит-гранат-пироксеновый кристаллический сланец 3644	—	—	—	—	—	—
Гранатовый амфиболит Л-70, 3645	1,66	1,75	1,77	1,77	1,77	1,79
Ультраосновной кристаллический сланец 3647	—	—	—	—	—	—
Кордиеритовый сланец 3648	—	—	—	—	—	—
Гиперстен-кордиеритовый сланец 3649	—	—	—	—	—	—

породы плагиоклазом, кварцем, из фемических минералов присутствует гиперстен с биотитом или гиперстен с диопсидом, иногда с роговой обманкой. Под микроскопом породы обнаруживают хорошо выраженную гранобластовую структуру, иногда гетеробластовую с обособлением темноцветных минералов в вытянутые полоски и разлинзовыванием зерен кварца. Плагиоклаз вместе с кварцем составляет главную массу породы. Плагиоклаз относится к олигоклазу с 20—30% анортитового компонента. Калиевый полевой шпат присутствует в резко подчиненном количестве, иногда лишь в виде антипертитовых вростков в плагиоклазе.

Кварцсодержащие плагиогнейсы сутамского блока Алданского щита характеризуются плотностями 2,60—2,85 г/см³. При атмосферном давлении скорости продольных волн составляют 5,5—5,7 км/с, при 10 кбар — 6,00—6,95 км/с. Такие значения превышают скорости сейсмических волн «гранитного» слоя и относятся к скоростям, типичным для «базальтового» слоя.

Среди кварцсодержащих гнейсов сутамского блока наблюдаются линзы и прослои высокоглиноземистых пород, включающих в свой состав такой характерный минерал, как кордиерит. Исследованные образцы относятся к кварцсодержащим лейкократовым разностям, в которых обильно представлен фиолетово-синий кордиерит. Породы сложены кварцем, плагиоклазом, калишпатом, кордиеритом, гиперстеном, в ничтожно малых количествах присутствует биотит. Эти породы имеют плотность при атмосферном давлении 2,60—2,12 г/см³. Несмотря на присутствие кварца и лейкократовый облик пород, скорость упругих волн при атмосферном давлении в образцах — 5,4—5,7 км/с, при 10 кбар — 6—6,8 км/с, т. е. породы имеют скорости v_p , характерные для гранулит-базитового слоя.

В сутамском комплексе распространены породы с минеральными ассоциациями, сквозными для ряда фаций: амфиболитовой, гранулитовой, эклогитовой — гранатовые амфиболиты. Исследован гранатовый амфиболит 3645, сложенный роговой обманкой и гранатом. Для него характерны следующие физические параметры: плотность образцов меняется в пределах 3,48—3,58 г/см³; скорость упругих волн при атмосферном давлении — 6,4—6,6 км/с, при 10 кбар — 6,9—7,9 км/с. Для сравнения был исследован гранатовый амфиболит Л-70 Уфалейского массива на среднем Урале, принадлежащий к амфиболитовой фации. Он сложен также роговой обманкой и гранатом, химический состав этих минералов существенно отличается от сутамского. Поэтому и скорости упругих волн для него ниже, чем у гранатового амфиболита с Алданского щита (рис. 3).

Графики изменения скоростей упругих волн с давлением для всех изученных пород приведены на рис. 2. Из рис. 2 видно, что сланцы имеют довольно широкий диапазон изменения скоростей упругих волн. Наибольший разброс значений наблюдается при атмосферном давлении. С повышением давления разброс уменьша-

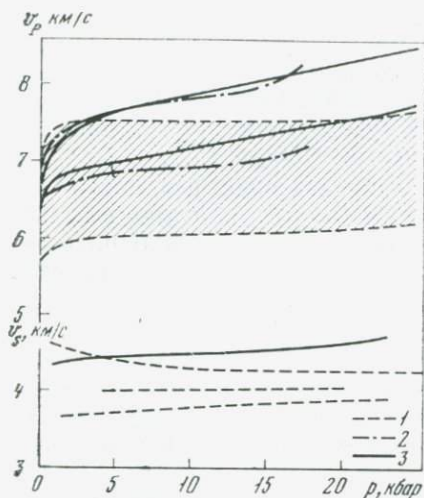


Рис. 2. Зависимость скорости упругих волн в кристаллических сланцах Алданского щита от давления

1 — кристаллические сланцы; 2 — ультраосновной кристаллический сланец; 3 — гранатовый амфиболит

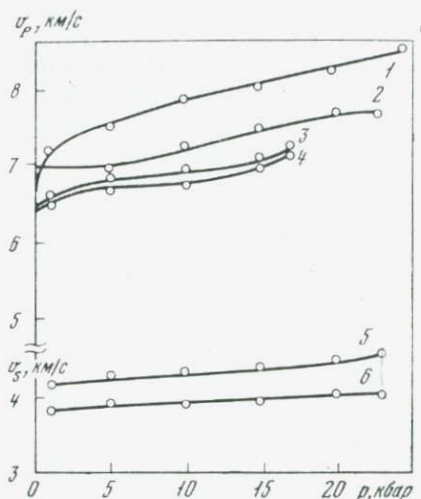


Рис. 3. Скорости упругих волн при высоких давлениях в образцах гранатового амфиболита 3645 с Алданского щита (1, 3, 5) и гранатового амфиболита Л-70 Уфалейского массива (2, 4, 6)

ется (особенно в пределах одной разности). Следует ожидать значительного изменения величины скорости в образцах, вырезанных перпендикулярно первому направлению. Рис. 2 дает представление и физическое подтверждение последовательности распределения пород в процессе метаморфизма.

Наиболее глубокие разности имеют самые высокие значения скоростей упругих волн. Так, для гранатового амфиболита величина скорости упругих волн при 10 кбар — 7,9 км/с, при 24 кбар — 8,48 км/с. Для него наблюдается повышение скорости во всем интервале давлений вплоть до максимального значения. Увеличение скорости составляет 29%. Довольно высокая скорость v_p в ультраосновном кристаллическом сланце. Области изменения скоростей упругих волн с давлением для других сланцев расположены намного ниже и разброс значений для них шире.

Кроме того, в этих сланцах наблюдается несколько иной характер кривых, выражающих зависимость скорости от давления. Они более пологие, приращение скорости с давлением в образцах порядка 10—15%. Самые низкие скорости упругих волн отмечены в эндербитах. На рис. 2 приведены скорости поперечных волн для отдельных образцов. В отличие от скоростей продольных волн, кривые скоростей поперечных волн ведут себя по-раз-

ному. Если кривые $v_P = f(p)$ возрастают во всем интервале давлений, то кривые $v_S = f(p)$ для одних образцов возрастают, для некоторых других уменьшаются, в ряде случаев после возрастания не меняются с увеличением давления. Соответственно ведет себя и отношение скоростей $v_P/v_S (q)$. Абсолютная величина q для исследованных пород изменяется от 1,50 до 1,87.

На рис. 4 даны кривые $q = f(p)$ для образцов различных пород. Следует отметить, что среди изученных пород самая высокая скорость поперечных волн в гранатовом амфиболите. В ряде образцов на кривых $q = f(p)$ наблюдается минимум. В нашем случае это явление характерно для образцов амфибол-двупироксеновых кристаллических сланцев.

К числу важнейших физических параметров, представляющих несомненный интерес для геофизики, относятся плотность и сжимаемость горных пород. Полученные значения этих характеристик приведены в табл. 2. Как видно, плотность уменьшается при переходе от гранатосодержащих пород к безгранатовым разностям. Самая высокая плотность в образцах гранатового амфиболита, довольно большие плотности в амфибол-двупироксен-гранатовых сланцах, минимальной плотностью отличаются гиперстен-кордиеритовые сланцы и эндербиты.

На рис. 5 приведены зависимости $\rho = f(p)$ для различных сланцев и гранатового амфиболита. При анализе графиков $\rho = f(p)$ можно видеть неравномерное изменение плотности с давлением в зависимости от типа сланца. Наибольшее изменение плотности с давлением (порядка 4—5%) наблюдается в кордиеритовых сланцах и эндербитах. В гранатосодержащих сланцах плотность при повышении давления изменяется на 2,8—3,5%, а минимальный прирост плотности с давлением отмечен в образцах ультраосновного кристаллического сланца. Характер графиков $\rho = f(p)$ довольно постоянен для большинства пород, и только в двух из них наблюдается аномальный ход зависимости $\rho = f(p)$.

Плотность и сжимаемость выше 5 кбар — наиболее стабильные характеристики горных пород. На рис. 6 представлена зависимость сжимаемости от давления для образцов различного состава. В области давлений от атмосферного до 5 кбар самые высокие значения сжимаемости. Здесь же явно прослеживается зависимость сжимаемости от состава пород. Гранатосодержащие разности, гранатовый амфиболит характеризуются минимальными значениями сжимаемости во всем интервале давлений. Самые высокие значения сжимаемости получены для образцов кордиеритовых сланцев и эндербитов. При увеличении давления происходит сужение интервала значений сжимаемости. После 20 кбар значения сжимаемости всех пород, кроме кордиеритовых сланцев и эндербитов, практически совпадают. Кордиеритовые сланцы и эндербиты отличаются от них в 1,5—2 раза.

Таким образом, в результате проведенных исследований получены физические характеристики метаморфических пород грану-

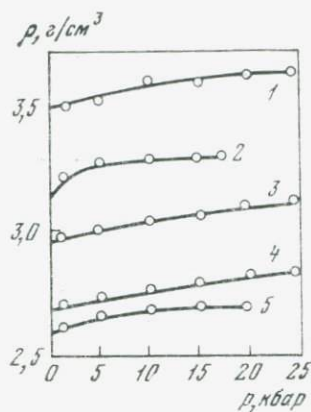
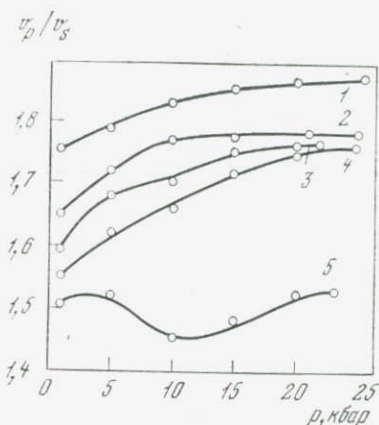


Рис. 4. Отношение скоростей упругих волн для кристаллических сланцев с Алданского щита при давлениях до 25 кбар

1—3640₂(1); 2—3645₂(1); 3—3642₂(1); 4—3639₂(1); 5—3643₂(1)

Рис. 5. Зависимость плотности от давления в образцах гранатового амфиболита и кристаллических сланцев с Алданского щита

1—3645₂(1); 2—3647₁(1); 3—3641₂(1); 4—3637₂(1); 5—3648₁(1)

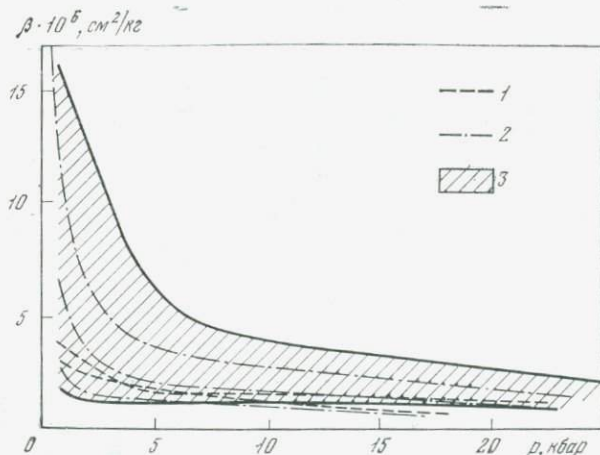


Рис. 6. Сжимаемость пород гранулитовой фации Алданского щита при высоких давлениях 1 — ультраосновной кристаллический сланец; 2 — гранатовый амфиболит; 3 — кристаллические сланцы, эндробиты

литовой фации при давлениях до 25 кбар. Анализ полученных зависимостей показывает, что скорости упругих волн в породах гранулитовой фации Алданского щита соответствуют сейсмическим характеристикам «базальтового» слоя континентальной коры. Такие параметры, как отношение скоростей продольных и поперечных волн, изменение декремента объема с давлением, дают

Таблица 2

Порода	$\beta \cdot 10^{-4}$, см ² /кг. при p, кбар					
	1	5	10	15	20	25
Гиперстеновый плагиогнейс (эн-дербит) 3637, 3638	12—30	2,96—4,72	2,60—3,23	2,48—2,40	2,23—2,06	—
Амфибол-двупироксеновый основной кристаллический сланец 3639, 3640, 3641	18—3	2,9—1,4	2,60—1,24	2,48—1,14	2,23—0,97	2,00—0,81
46 Гранатовый кристаллический сланец 3642, 3643	14,6—1,0	3,4—1,36	2,3—1,2	1,96—0,94	1,53—0,62	1,38—0,60
Магнетит-гранат-пироксеновый кристаллический сланец 3644	13—10	5—3	3,4—2,7	2,8—2,0	2,32—2,05	1,2
Гранатовый амфиболит Л-70, 3645	12,0—2,8	2,0—3,9	2,24—0,90	2,2—0,8	1,87—0,78	1,47—0,78
Ультраосновной кристаллический сланец 3647	2,8	1,88	1,6	1,4	1,2	1,2
Кордиеритовый сланец 3648	14	6—4	4,00—3,28	3,30—2,36	2,7—2,0	2,16—2,00
Гиперстен-кордиеритовый сланец 3649	11	3,48	1,7	1,86	1,58	—

Таблица 2 (окончание)

Порода	ρ_2 г/см ³ , при p , кбар					
	1	5	10	15	20	25
Гиперстеновый плагиогнейс (эндербит) 3637, 3638	2,67—2,70	2,70—2,72	2,72—2,75	2,74—2,90	2,76—2,80	2,82
Амфибол-двушироксеновый основной кристаллический сланец 3639, 3640, 3641	3,01—3,09	3,08—3,11	3,10—3,13	3,13—3,17	3,17	3,173
Гранатовый кристаллический сланец 3642, 3643	2,95—3,14	2,98—3,15	3,01—3,18	3,030—3,187	3,04	3,045
Магнетит-гранат-пироксеновый кристаллический сланец 3644	2,90—3,19	2,96—3,22	2,98—3,26	3,0—3,3	3,01	3,1
Гранатовый амфиболит Л-70, 3645	3,52	3,55	3,586	3,61	3,62	3,622
Ультраосновой кристаллический сланец 3647	3,23	3,25	3,28	3,29	3,33	—
Кордиеритовый сланец 3648	2,63	2,66	2,68	2,69	2,69	—
Гиперстен-кордиеритовый сланец 3649	—	—	—	—	—	—

возможность представить те аномальные явления в земной коре, которые могут быть причиной происходящих в ней тектонических изменений.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Воларович М. П., Баюк Е. И., Левыкин А. И., Томашевская И. С.* Физико-механические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях. М., «Наука», 1974.
2. *Белоусов В. В.* Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966.
3. *Лутц Б. Г.* Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М., «Наука», 1974.

ВЛИЯНИЕ ПРОЦЕССОВ СЕРПЕНТИНИЗАЦИИ НА УПРУГИЕ И ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ У УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД ЗОНЫ ОФИОЛИТОВОЙ ФОРМАЦИИ МАЛОГО КАВКАЗА

Е. И. БАЮК, М. П. ВОЛАРОВИЧ, Э. И. ПАРХОМЕНКО,
Т. М. САЛЕХЛИ

Вопрос о составе и строении глубинных зон земной коры и верхней части мантии является очень важным для геофизики. Однако имеющиеся представления о строении и петрографическом составе глубинных недр Земли страдают все еще большой неопределенностью. Из числа интрузивных горных пород возможными представителями верхней мантии являются ультраосновные породы, физические свойства которых (скорость упругих волн, плотность и электропроводность) при высоких давлениях хорошо согласуются с сейсмическими, гравиметрическими и геоэлектрическими характеристиками верхней мантии [1, 2].

Среди ультрабазитов наиболее вероятными породами верхней мантии являются встречающиеся в деформированных толщах молодых складчатых зон так называемые альпийского типа гипербазиты. На всех континентах мира были выявлены гипербазитовые (серпентинитовые) пояса и намечена их связь с начальным этапом развития геосинклинальных зон альпийского типа [3]. Сейчас большинство исследователей приходят к выводу, что массивы таких гипербазитов представляют собой блоки мантийного вещества, выведенные на современные уровни в твердом состоянии [4]. С такой точки зрения рассмотрен, например, процесс протрузии ультрабазитов Воронежской антиклизы [5, 6] Нижнемамонского массива.

Одной из молодых складчатых зон, где отмечены выходы ультраосновных пород, является Малый Кавказ. Гипербазиты об-

разуют мощный пояс, широко известный под названием офиолитового пояса, проходящего с территории Армении и Азербайджана в Турцию. Гипербазиты других регионов в петрофизическом отношении более или менее изучены, но физические свойства при высоких давлениях у горных пород из офиолитовой серии Малого Кавказа начали изучать лишь в последнее время.

Вначале были измерены при давлениях до 4 кбар скорости продольных волн у гранитоидов и габброидов Азербайджанской части Малого Кавказа [7], а затем — при давлениях до 20 кбар, скорости продольных и поперечных волн и плотность ультраосновных пород разной степени серпентинизации, отобранных в пределах офиолитового пояса территории Армении [8, 9]. Причем была обоснована возможность наличия серпентинитов определенного состава в слое пониженных скоростей у подошвы земной коры. Исследована также при высоких термодинамических параметрах электропроводность ультрабазитов различных регионов разной степени серпентинизации.

Представлялось интересным провести комплексное изучение скоростей упругих волн и электросопротивления, а также химического состава офиолитов, распространенных в области Малого Кавказа. Для исследования при высоких давлениях были отобраны свежие и представительные образцы из предварительно изученных в массовом количестве пород этой зоны. Измерения скоростей упругих ультразвуковых волн в условиях высоких давлений и электрического сопротивления пород при высоких давлениях и температурах проводили с помощью соответствующих установок в ИФЗ АН СССР. Скорости определялись в установке цилиндр — поршень, в которой передающей давление средой был свинец. Аппаратура и методика исследований подробно описаны в работах [1, 2].

На рис. 1 представлена зависимость скорости продольных волн v от всестороннего давления p в различной степени серпентинизированных перидотитах в сопоставлении с их химическим составом. Кривые $v = f(p)$ серпентинитов занимают широкую область на этом рисунке. Как видно, в изменении скоростей продольных волн в исследуемых образцах большую роль играет привнос воды, приводящий к серпентинизации со связыванием воды и к понижению упругих свойств пород.

Преобразование в процессе гидротермального метаморфизма оливина в серпентинны разного типа приводит к малым скоростям у серпентинизированных ультрабазитов. Такое явление может быть объяснено «рыхлой» кристаллической структурой серпентиновых минералов, их петельчатостью и ячеистостью, вследствие чего они обладают низкими упругими свойствами.

Различие в скоростях между почти не измененной (образец 113) и полностью измененной разностями (образец 212) при давлении 15 кбар составляет около 2,5 км/с, т. е. более 30%. Наибольшее же изменение в скоростях продольных волн с увеличением давления,

связанное с закрытием пор и микротрещин, происходит, как обычно для изверженных и метаморфических пород, в интервале от атмосферного давления до 2—3 кбар.

Сопоставление скоростей продольных волн в гипербазитах с их химическим составом указывает на зависимость между скоростью и суммарным содержанием окисей кальция, магния и железа. Это видно на рис. 2, где сумма окислов варьирует в пределах от 43 до 50%. При этом, как и в предыдущих работах [1, 5, 9, 10], наименьшие скорости наблюдаются у серпентинитов с большим содержанием lizardита, а наибольшие — у антигоритовых серпентинитов. Хризотилитовые же серпентиниты занимают среднее положение.

Сравнение кривых скоростей продольных волн в функции давления метаморфизованных ультрабазитов с таковыми для других типов изверженных и метаморфических пород [1, 11] показывает, что последние (габбро, базальты, граниты, гнейсы, листвениты и др.) располагаются в той же области $v = f(p)$, в которой лежат серпентиниты на рис. 1. Для примера на рис. 3 приведено несколько кривых для горных пород офиолитовой формации Малого Кавказа. Следует заметить, что для лиственитов, как и для серпентинитов, на кривых $v = f(p)$ часто наблюдаются участки нерегулярного изменения скоростей упругих волн. Первоначальное резкое повышение скорости до давлений 1—2 кбар обусловлено, как указано выше, закрытием пор и микрощелей. В диапазоне же давлений 2—4 кбар уменьшение скорости может быть, по-видимому, связано с образованием новых микротрещин в породообразующих минералах из-за их различной упругости и вследствие несколько неоднородного, квазигидростатического давления в установке цилиндр — поршень. Дальнейший рост скорости продольных волн при давлениях 5—15 кбар объясняется в основном сжимаемостью самих минералов.

В настоящее время важным представляется вопрос о роли в глубинных физических процессах воды, которая, как предполагается, может находиться в небольшом количестве в нижних слоях земной коры и в прилегающих к ним слоях верхней мантии. Заполнение водой пор и микротрещин в образцах изверженных и метаморфических пород (так же как и в осадочных породах) приводит к повышению у них кривой $v = f(p)$ [12].

На рис. 4 представлена зависимость скорости продольных волн от давления для водонасыщенных серпентинитов и лиственитов. У всех этих пород при атмосферном давлении после заполнения пор водой скорость увеличивается на 5—7%. При повышении давления до 2—3 кбар скорость сильно возрастает, а далее темп повышения скорости уменьшается. Общее увеличение скорости продольных волн под действием давления в насыщенных водой образцах этих пород может составлять 25%.

Результаты экспериментальных данных по электросопротивлению представлены на рис. 5—8. Для удобства анализа все

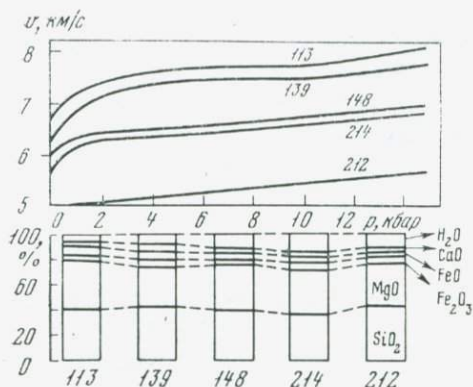


Рис. 1. Сопоставление зависимости скорости продольных волн от давления с химическим составом

Перидотиты: 113, 139 — слабо серпентинизированные, 148 — серпентинизированный, 214 — сильно серпентинизированный и серпентинит (212)

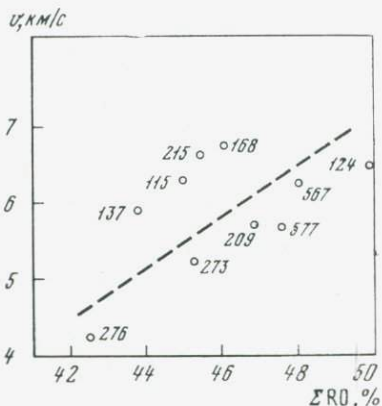


Рис. 2. Зависимость скорости продольных волн от суммарного содержания окислов ΣRO при атмосферном давлении

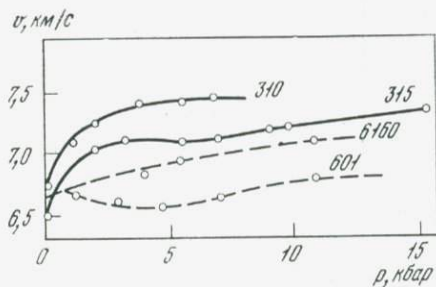


Рис. 3. Зависимость скорости продольных волн от давления во вмещающих породах и лиственитах

315 — габбро, сильно карбонатизированное; 310 — метасоматически измененная порода; 6160 — листвениит; 601 — кварц-карбонатный листвениит

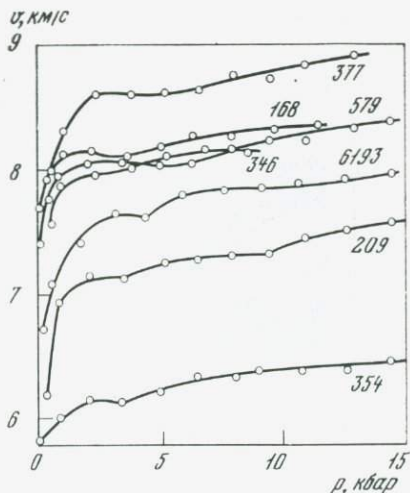


Рис. 4. Зависимость скорости продольных волн от давления в насыщенных водой гипер-базитах и лиственитах

377 — перидотит, слабо серпентинизированный; 579, 6193 — лиственииты; 209 — серпентинит; серпентиниты: 168 — антигорит-хризотилитовый, 346 — хризотил-антигоритовый, 354 — лизардит-хризотил-антигоритовый

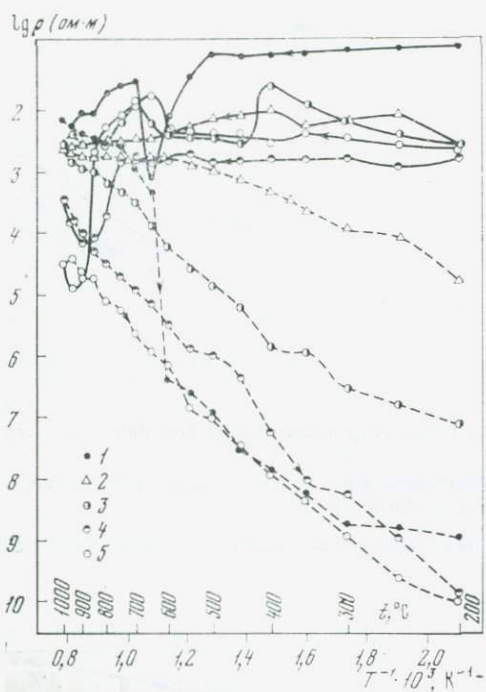


Рис. 5. Зависимость $\lg \rho$ от температуры для пород I группы

- 1 — хризотил-лизардитовый серпентинит 6088;
- 2 — окварцованный серпентинит 361;
- 3 — бацит-лизардитовый серпентинит 259;
- 4 — серпентинизированный перидотит 215;
- 5 — антигорит-хризотилловый серпентинит 350

На рис. 5—8 сплошные линии — нагревание, пунктир — охлаждение

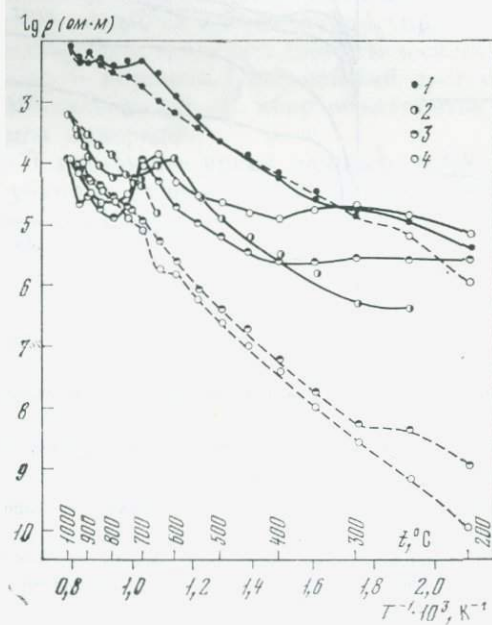


Рис. 6. Зависимость $\lg \rho$ от температуры для пород II группы

- 1 — хлоритизированная брекчевидная порода 6108 серпентиниты;
- 2 — антигоритовый 351,
- 3 — хризотил-лизардитовый 6128,
- 4 — бацит-лизардитовый 311

породы в зависимости от величины сопротивления (в ом·м) в области примесной проводимости выделены в четыре группы.

Все породы I группы характеризуются низкими значениями сопротивления, которые укладываются в пределы $10-10^2$ ом·м и практически не изменяются с повышением температуры примерно до 750°C . При более высоких температурах в интервале $750-1000^\circ\text{C}$ происходит увеличение их сопротивления. Наиболее резко оно выражено у антигорит-хризотилового серпентинита 350, несколько меньше у породы 215, а у 361 и 259 носит относительно

Рис. 7. Зависимость $\lg \rho$ от температуры для пород III группы

- 1 — карбонатизированный серпентинит 276;
 2 — оталькованный лизардит 6095;
 3 — антигоритовый серпентинит 6090;
 4 — антигоритовый серпентинит 115

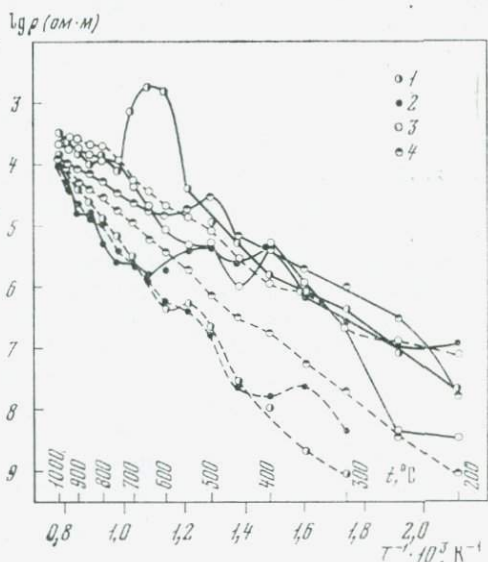
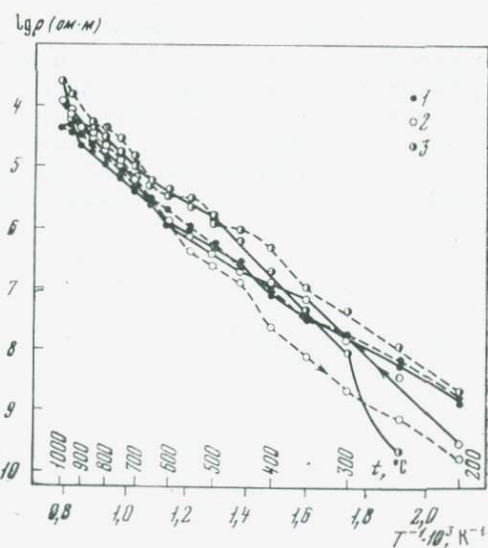


Рис. 8. Зависимость $\lg \rho$ от температуры для пород IV группы

- 1 — пироксенит 51; 2 — лизардит-хризотилловый серпентинит 69;
 3 — серпентинит 6101



плавный характер. Хризотил-лизардитовый серпентинит 6088 проявляет резкий максимум сопротивления с последующим уменьшением по мере повышения температуры (см. рис. 5). Обратный ход сопротивления, соответствующий охлаждению для четырех пород, выражен практически одной прямой $\lg \rho = f(1/T)$. Другой особенностью данной группы пород является широкая область значений сопротивления, полученная в процессе охлаждения, и примерно одинаковая величина энергии активации $E_0 \approx 0,8$ эв.

Рассматриваемые породы, за исключением окварцованного серпентинита 361, содержат рудный минерал в количестве от 2 до 15%, выделенный в виде пылевидной мелкодисперсной массы, расположенной, как правило, вдоль серпентиновых шнурочков. Таким образом, создается высокопроводящая матрица, которая и определяет низкие значения сопротивления пород. Высокая проводимость породы 361 не только при нагревании, но и охлаждении обусловлена большим количеством в ней стекловидной массы, которая, по-видимому, обогащена катионами железа, поскольку ρ базальтового стекла, измеренного ранее, намного меньше [13].

Порода 6088, обнаруживающая пикообразную аномалию ρ , при повышении температуры показывает скачкообразное уменьшение ρ и при охлаждении. При этом температура минимума и начала скачка совпадает и соответствует примерно 700°C . Данная порода сложена в основном хризотилом и лизардитом (80%). За счет того и другого минерала, как показывают данные для пород 259 (60% лизардита) и 69 (60% хризотила) (см. рис. 8), подобного рода аномалии не должны проявляться. В отличие от других пород 6088 характеризуется наибольшим содержанием хромшпинелида (4%) и гидрофита (10%). По-видимому, интенсивность аномалий кривых $\lg \rho(t)$ в области 750°C связана с присутствием хромшпинелида с гидрофитом.

Высокие проводящие свойства пород хорошо согласуются с большой величиной их магнитной проницаемости.

Сопротивление II группы пород до 600°C на несколько порядков выше, чем I группы, несмотря на то, что та и другая содержат примерно одинаковое количество рудного минерала (7—15%). В данном случае значения ρ при 200° лежат в пределах 10^5 — 10^7 ом·м. Зависимость $\lg \rho = f(1/T)$ пород 311 и 6128 в области температур 600— 800°C характеризуется четко выраженным максимумом электропроводности σ , который скорее всего обусловлен процессом дегидратации лизардита, являющегося основной компонентой породы (65—70%). У антигоритовой породы 351 максимум σ проявляется при более низкой температуре и соответствует 550°C , что согласуется с более низкой температурой выделения воды.

В рассматриваемых породах наблюдается не такое сильное уменьшение ρ в области температур 700— 1000°C , как в серпентинитах 350 и 6088. Кривые $\lg \rho = f(1/T)$ обратного хода ложатся с незначительным сдвигом друг относительно друга, а их значения ρ близки соответствующим значениям породы 215 из I группы, об-

разованной лизардит-баститом и характеризующейся невысоким содержанием магнетита пылевидной формы. Энергия активации при обратном ходе ρ колеблется в пределах 0,80—0,92 эв. Наиболее высокая проводимость бастит-лизардитового серпентинита 311 и породы 6108 при прямом ходе обусловлена пылевидным выделением магнетита.

Все породы характеризуются высокой магнитной восприимчивостью ($3,70—4,72 \cdot 10^{-3}$ СГС), что согласуется с их высокой ожезненностью.

В группу III вошли породы, весьма отличающиеся по основным минералам, образующим их. Общим для них являются еще более высокие значения сопротивления, чем ρ группы II. Это обусловлено главным образом существенно меньшим в них количеством рудного минерала (0,3—5%). Характер температурной зависимости ρ породы 276 аналогичен зависимости $\lg \rho = f(1/T)$, обнаруженной у лиственитов [14]. Согласно термографическому анализу скачкообразное увеличение σ у лиственитов обусловлено реакцией диссоциации железистых карбонатов. В породе 276 находится около 60% карбонатных минералов. Исходя из специфического характера изменения зависимости $\lg \rho = f(1/T)$ данной породы часть карбонатов должна быть представлена брейнеритом $MgFe(CO_3)$.

Прямые $\lg \rho = f(1/T)$, полученные при охлаждении для всех трех пород, практически ложатся параллельно друг другу, но существенно отличаются по значениям ρ . Наблюдаемое расхождение ρ объясняется прежде всего различным количеством продуктов реакции окислов железа и характером их выделения. Максимальным сопротивлением характеризуется серпентинит 6090, наименьшим — оталькованная порода, в которой по всему объему выделены включения магнетита пылевидного характера. Ввиду их небольшого количества ($\sim 5\%$) ее сопротивление выше, чем некоторых пород из I и II групп с большим содержанием магнетита.

Группу IV составляют породы, проявляющие незначительный гистерезис сопротивления, имеющие близкие и относительно высокие значения ρ .

В минеральном составе серпентинита 69 преобладают хризотил (60%) и бастит (20%). В некотором противоречии с данными температурного хода этой породы находится высокий процент магнетита (9%), который, как видно, не оказывает влияния ни на характер зависимости $\lg \rho = f(1/T)$ прямого и обратного хода, ни на абсолютные значения.

В то же время другая порода 6101, содержащая примерно такое же количество рудного минерала ($\sim 10\%$) в виде изометрических вкрапленников гематита, гидрооксида железа и магнетита, показывает существенно большую электропроводность. Прямой и обратный ход ρ этой породы почти полностью совпадает, что указывает на отсутствие термохимических превращений окислов железа, определяющих ее сопротивление. Если бы существенный

вклад в электропроводность породы вносили катионы хлорида, то вследствие процесса дегидратации были бы обнаружены резкие аномалии ρ и проявился бы значительный гистерезис сопротивления.

Высокое сопротивление пироксенита 51 — следствие его преимущественно магнезиального состава благодаря высокому содержанию энстатита (25%) и диопсида (65%). Следует отметить, что пироксенит обнаруживает почти полное совпадение значений ρ при нагревании и охлаждении во всем исследованном интервале температур.

Таким образом, общим для рассмотренных пород является нарушение линейной зависимости $\lg \rho$ от $1/T$ в некотором интервале температур, которое может быть обусловлено совокупностью ряда процессов — дегидратацией, термохимическими реакциями, а также переходом из ферромагнитного состояния в парамагнитное. В области высоких температур наиболее высокопроводящие серпентиниты проявляют увеличение сопротивления, в то время как перидотиты и менее проводящие серпентиниты с ростом температуры показывают линейное уменьшение сопротивления при энергии активации 0,73—1,2 эв.

Кривые нагревания и обезвоживания серпентинитов офиолитовой формации Малого Кавказа, приведенные в работе [14], обнаруживают характерные для серпентина эффекты: один — эндотермический, протекающий в среднем при 600—700° С, и второй, очень интенсивный — экзотермический, протекающий при 800—820° С.

В некоторых образцах отмечаются примеси гидратного железа с реакцией, протекающей обычно при 480° С, и наличие магнезита, термическая реакция которого происходит уже при 700° С. В таких образцах наблюдается бруситная остановка при 440° С (образец 6090). При эндотермическом эффекте полностью выделяется конституционная вода, причем образуется соединение $Mg_3Si_2O_7$ (аморфный продукт), а при экзотермическом эффекте происходит распад вещества на орто- и метасиликаты магнезия (оливин, энстатит). Примерно в этой области температур наблюдается повышение сопротивления серпентинитов.

Петрографический анализ шлифов, изготовленных из образцов после измерения электропроводности, показывает, что в большинстве случаев структура пород сохраняется полностью. Однако в самих минералах наблюдаются определенные изменения, а именно выделение окиси железа. Оливин и пироксены приобретают бурый цвет, а антигорит — зеленый. Хром-шпинелиды остаются без изменения. Выделение окиси железа из минералов происходит по трещинам спайности и серпентинизации. Изменяются также и полевые шпаты, покрываясь сетью взаимно пересекающихся трещин.

Сравнение значений сопротивления со скоростями упругих волн обнаруживает определенную тенденцию к увеличению

ρ с ростом скорости продольных волн. Имеющиеся для некоторых пород отклонения от прямой зависимости между ρ и v обусловлены или высокой пористостью породы, понижающей v , или специфической формой выделения магнетита, оказывающего сильное влияние в сторону понижения электросопротивления.

Анализируя характер связи ρ с магнитной восприимчивостью, можно видеть, что она неоднозначна; однако в большинстве случаев низким значениям ρ соответствуют высокие величины магнитной восприимчивости. Самой большой магнитной восприимчивостью ($4,5 \cdot 10^{-3}$ СГС) обладают породы из I группы, отличающиеся высокой проводимостью, а малой ($2,0 \cdot 10^{-5}$ СГС) — породы из III и IV групп, сопротивление которых на 5—6 порядков больше.

Проведенные исследования показали, что ультраосновные породы из офиолитовой формации Малого Кавказа, в различной степени серпентинизированные, характеризуются широким диапазоном скоростей упругих волн как в нормальных условиях, так и при высоких давлениях [5, 6, 8, 9], электропроводности и магнитной восприимчивости, в том числе при высоких давлениях и температурах. При проведении в зоне развития офиолитовой формации сейсмо-, электро-, грави- и магниторазведочных работ необходимо учитывать описанные особенности этих пород.

В зоне развития слабо серпентинизированных пород могут наблюдаться повышенные аномалии силы тяжести и высокие акустические сопротивления. Магнитные и электрические поля выделяться не будут. В то же время в зоне сильно серпентинизированных пород будут наблюдаться повышенные электропроводность и магнитная аномалия, а по сейсморазведке и гравиметрии эти поля выделить из общего фона вмещающих пород не представляется возможным. В зоне лиственитизации будут снова наблюдаться аномалии силы тяжести и повышенные значения акустической жесткости. Магнитные аномалии будут отсутствовать, и будет наблюдаться пониженная электропроводность.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Воларович М. П., Баюк Е. И., Левыкин А. И., Томашевская И. С.* Физико-механические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М., «Наука», 1974.
2. *Пархоменко Э. И.* Электрические свойства горных пород. М., «Наука», 1965.
3. *Hess H. H.* History of ocean basins. Petrol. studies. To honor of A. Buddington, 1962, p. 599.
4. *Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
5. *Баюк Е. И., Воларович М. П., Тарков А. П., Элевич В. Я.* Влияние тектонического фактора на петрофизические свойства гипербазитов Воронежского кристаллического массива.— В кн.: Тектонофизика и механические свойства горных пород. М., «Наука», 1971.
6. *Воларович М. П., Левыкин А. И., Элевич В. Я.* Тектоническая обстановка серпентинизации гипербазитов Воронежского кристаллического мас-

- сива по данным изучения скоростей упругих волн в образцах пород при давлениях до 25 кбар.— Изв. АН СССР. Серия геологич., 1972, № 12.
7. Балакишиев Ш. А., Волярович М. П., Салехли Т. М. Скорости продольных волн при высоких давлениях в образцах изверженных пород Азербайджана.— Геофизич. сб., 1971, № 42.
 8. Волярович М. П., Левыкин А. И., Арутюнян А. В. Скорости упругих волн в образцах горных пород офиолитовых интрузий Армении при давлениях до 20 кбар.— В кн.: Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. Тбилиси, «Мецниереба», 1974.
 9. Аслаян А. Т., Волярович М. П., Левыкин А. И., Арутюнян А. В. О составе, строении и упругих характеристиках земной коры и верхней мантии на территории Армении.— ДАН АрмССР, 1975, 61, № 3.
 10. Элевич В. Я., Волярович М. П. К вопросу о петрологической природе серпентинизации.— Геохимия, 1973, № 12.
 11. Волярович М. П., Салехли Т. М. Скорость продольных волн в осадочных и метаморфических породах Азербайджана при высоких всесторонних давлениях. Деп. АЗНИИТИ, 23. II 1975, № 9.
 12. Волярович М. П., Балакишиев Ш. А. Влияние жидкой фазы на скорость ультразвуковых волн в изверженных горных породах при высоких давлениях.— Коллоид. ж., 1971, 33, № 4.
 13. Пархоменко Э. И., Бондаренко А. Т. Электропроводность горных пород при высоких давлениях и температурах. М., «Наука», 1972.
 14. Кашкай М. А., Пархоменко Э. И., Салехли Т. М. Об особенностях электрических свойств лиственитов при высоких температурах и давлениях.— ДАН СССР, 1974, 218, № 4.

СКОРОСТИ ПРОДОЛЬНЫХ ВОЛН ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ В ГРАНИТИЗИРОВАННЫХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

М. П. ВОЛЯРОВИЧ, В. Е. ДИБРОВ, Е. И. БАЮК,
Ф. М. ЛЕВИТОВА, Е. В. МАРАХОВСКАЯ

Вопрос о связи упругих и плотностных свойств горных пород с их минеральным составом, структурой и размерами зерен важен для решения ряда задач геофизики и глубинной геологии. Для исследования данного вопроса были изучены образцы из коллекции гранитоидов северо-западной части Воронежского кристаллического массива (ВКМ). Отобранные интрузивные и метаморфические породы относятся к формациям орогенного этапа раннепротерозойской геосинклинали.

Скорости продольных волн v определяли импульсным ультразвуковым методом в образцах длиной до 10 см и диаметром 3 см [1]. Гидростатическое давление до 4 кбар создавалось газом азотом. Цилиндры меньших размеров (длина — 2 см, диаметр — 1,75 см) испытывали на установке квазигидростатического давления типа цилиндр-поршень, в которой давление до 20 кбар передава-

лось через пластичное тело — свинец. Плотности определяли при атмосферном давлении гидростатическим методом.

Была исследована группа гранитоидов центральной части ВКМ. Район КМА представляет часть единой Курско-Криворожской геосинклинальной системы. Образование этого древнего эвгеосинклинального прогиба произошло в архее вдоль протяженных глубинных разломов. Геосинклинальное развитие исследуемого региона, длившееся более 1 млрд. лет, охватывает формационные ряды позднего архея, раннего и среднего протерозоя, в процессе которых произошло становление сиалической коры вплоть до возникновения платформы. Метаморфические комплексы КМА интенсивно гранитизированы. С развитием натровых гранитоидов в метаморфических комплексах связано образование широких полей полосчатых, темных мигматитов и плагиогранитов. Они образуют массивы удлиненной формы и приурочены к зонам глубинных разломов.

На более поздних этапах геосинклинального развития формируются гранитоиды калиевого ряда. Это биотитовые граниты, мигматиты и полимигматиты, развитие которых широко проявлено в антиклинальных структурах. Субплатформенный этап отмечается развитием послойных и секущих тел, жил пегматитов, аплито-пегматоидных и микроклиновых гранитов. С последними связывается интенсивная гранитизация габброидных пород.

Мигматитовые поля занимают среди пород ВКМ огромные площади и являются типичными формами проявления гранитизации в докембрии. Для изучения влияния процесса гранитизации, т. е. изменения минерального состава горных пород, на скорость продольных волн был отобран ряд образцов мигматитов. Они представлены в различной степени гранитизированными амфиболитами и гнейсами и характеризуются определенным соотношением гранитного материала и субстрата. Гранитная часть этих пород имеет кварц-полевошпатовый состав (кварц, кислый плагиоклаз, микроклин); субстрат состоит из основного плагиоклаза, биотита, реже роговой обманки. Среди исследованных мигматитов выделяются разности, содержащие от 30 до 70% субстрата.

Задачей исследования было проследить, какое влияние на скорость продольных волн при высоких давлениях оказывает соотношение субстрата и гранитной части в мигматитах. Пористость пород определялась в ИГЕМ АН СССР. В данных образцах она небольшая и составляет 0,28—0,44%. Для большинства пород скорость упругих волн измерялась в направлении, перпендикулярном слоистости. Как показали исследования, на скорость упругих волн большое влияние оказывает ориентировка образца. В образцах, вырезанных вдоль слоистости, скорость v обычно значительно выше, чем в образцах, вырезанных перпендикулярно слоистости.

На рис. 1 приведены скорости продольных волн в функции давления для мигматитов с разным содержанием субстрата. Мигмати-

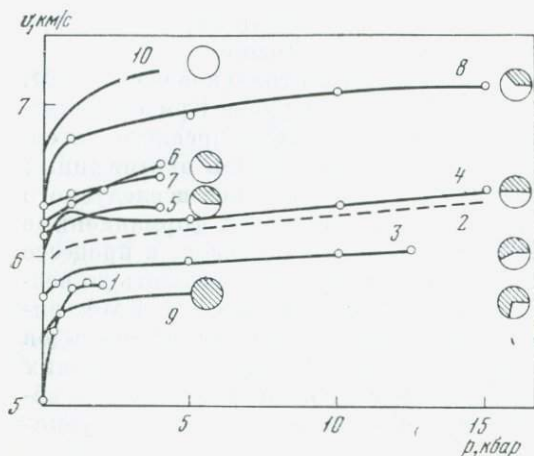


Рис. 1. Зависимость скорости продольных волн от давления для образцов мигматитов

1 — 8 — мигматиты;
9 — гранит 32;
10 — амфиболит 2213.
В кружках — соотношение гранитной части (заштриховано) и субстрата в породе

ты 1 и 2 содержат 30% субстрата, который сохранился в виде тонких прослоев, узких полос и отдельных скоплений биотит-полевошпатового состава. Биотит мелкошуйчатый, частично хлоритизирован или замещен мусковитом. Плагноклаз, представленный мелкозернистым агрегатом с изометричными формами зерен, интенсивно серицитизирован и пелитизирован. Скорости продольных волн в данных образцах оказались довольно низкими. Для образца 1, вырезанного поперек слоистости, при атмосферном давлении $v = 5,0$ км/с, а при 4 кбар — 5,8 км/с. Для образца 2, вырезанного вдоль слоистости, скорость продольных волн выше: при атмосферном давлении $v = 5,9$ км/с и при 15 кбар — $v = 6,39$ км/с. Плотность в данных образцах небольшая и имеет близкие значения, а именно $\rho = 2,62-2,63$ г/см³.

Мигматит 3, содержащий до 40% субстрата, представлен амфиболитом с тонкими инъекциями микроклинового гранита. Субстрат сложен агрегатом шестоватых кристаллов роговой обманки размером 0,5—1,5 × 3—5 мм и плагноклазом. Наблюдается замещение роговой обманки биотитом с выделением эцидота и рудного минерала. В ассоциации с темноцветными наблюдаются сфен и апатит. Гранитная часть, преимущественно кварц-микроклинового состава, образует вытянутые полосы и линзы и характеризуется коррозионными взаимоотношениями с минералами субстрата. Скорости продольных волн в этом образце больше, чем в образцах, содержащих 30% субстрата. При атмосферном давлении $v = 5,74$ км/с и при 15 кбар — 6,06 км/с. Плотность в данном образце больше ($\rho = 2,7$ г/см³).

Порфиробластовый мигматит 4, содержащий 40—50% субстрата, характеризуется равномерным распределением порфиробластовых выделений кислого плагноклаза и кварца в среднезернистой биотит-плагноклазовой породе. Биотит замещается мусковитом, плагноклаз — серицитизирован. Данный мигматит имеет плотность

2,68 г/см³, и скорость продольных волн составляет при атмосферном давлении 5,97 км/с и при 15 кбар — 6,46 км/с.

Порфиروبластовый мигматит 5 содержит до 50—60% субстрата. Он представляет собой крупнозернистую равномерно-зернистую породу, которая состоит на 70% из плагиоклаза и на 30% из биотита и мусковита. Темноцветные в виде полос «обтекают» зерна интенсивно серицитизированного плагиоклаза. Гранитный материал представлен крупными выделениями тонкосдвойникованного кислого плагиоклаза, линзами кварца и мелкозернистым кварц-полевошпатовым агрегатом, наблюдающимся в виде отдельных участков и полос. Для породы характерно отсутствие микроклина. Имея небольшую плотность 2,64 г/см³, данный образец мигматита достигает значения скорости 6,34 км/с при давлении 4 кбар.

Мигматиты 6 и 7, содержащие 60—70% субстрата, характеризуются мелкозернистым сложением, преобладанием темноцветных над плагиоклазом в субстрате и наличием мелких выделений микроклина в тонких послойных инъекциях гранитного материала. При плотности 2,67—2,68 г/см³ скорости продольных волн в данных образцах достигают уже значений 6,22—6,34 км/с при 0 и 6,62—6,56 км/с при высоких давлениях до 4 кбар.

Мигматит 8 имеет в своем составе более 70% субстрата. Он характеризуется грубополосчатым чередованием гранитного материала и субстрата. Последний представляет собой преимущественно полевошпатовый агрегат с изометричной формой зерен размером 0,5—1 мм. Темноцветные представлены мелкими чешуйками биотита и реликтами синезеленой роговой обманки, замещенной эпидотом, кварцем, биотитом и рудным минералом. Данный образец имеет плотность 2,66 г/см³ и обладает среди мигматитов самой большой скоростью продольных волн от 6,06 км/с при атмосферном давлении до 7,10 км/с при 15 кбар.

Для сравнения на рис. 1 нанесены также кривые для образцов гранита и амфиболита (с содержанием 50% роговой обманки). Рис. 1 наглядно показывает, как изменяются величины скорости продольных волн в породах в зависимости от степени гранитизации. Видно, что скорость повышается с увеличением содержания субстрата. В связи с тем, что мигматиты имеют в основном полосчатую текстуру, важно сопоставлять результаты для одного и того же направления измерения скорости. Так, например, кривая 2 расположена выше кривой 3 вследствие того, что в образце 2 скорость определялась в направлении, параллельном слоистости, а не в перпендикулярном, как в остальных образцах. Оба образца (1 и 2) содержат 30% субстрата. Уменьшение скорости продольных волн в ряду амфиболит — мигматит — гранит отражает изменение минерального состава пород с увеличением степени гранитизации.

В связи с низкой пористостью мигматитов (до 0,44%) их плотность почти полностью определяется минеральным составом и

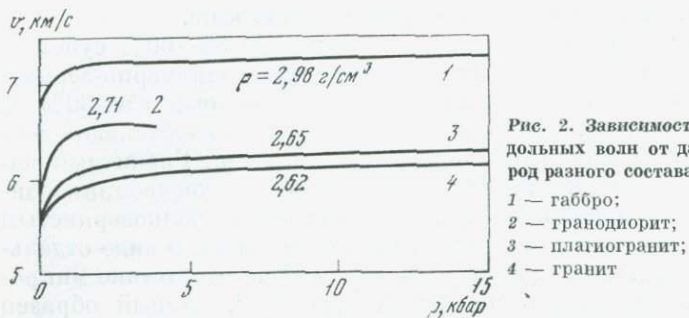


Рис. 2. Зависимость скорости продольных волн от давления для пород разного состава

- 1 — габбро;
2 — гранодиорит;
3 — плагиогранит;
4 — гранит

обнаруживает тенденцию к уменьшению с увеличением содержания SiO_2 (т. е. с уменьшением содержания субстрата).

Скорость продольных волн и плотность закономерно уменьшаются также от основных и средних к кислым изверженным породам. Так, на рис. 2 показано изменение скорости продольных волн от давления в образцах для наиболее типичных разностей габбро (основной состав), гранодиорита (средний состав), который является конечным продуктом гранитизации основных пород, а также для плагиогранита и микроклинового гранита (кислый состав). Скорость продольных волн уменьшается от габбро к граниту, так как в минеральном составе происходит смена плотных ортосиликатов на метасиликаты и алюмосиликаты, а также происходит резкое увеличение содержания кварца. Плотность также обнаруживает тенденцию к уменьшению в том же направлении.

В пределах определенной группы, например гранитов, скорость продольных волн является чувствительным параметром к структурно-текстурным особенностям породы [2]. Для изучения данного вопроса была рассмотрена группа плагиоклаз-микроклиновых гранитов, которая характеризуется близкими количественными соотношениями породообразующих минералов (в %): 25—30 кварца, 35—45 калиевого полевого шпата, 15—20 плагиоклаза, до 15 темноцветных. Среди гранитов выделяются мусковитовые и биотитовые разности. Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, цирконом, магнетитом, гранатом, содержание которых иногда возрастает до 1—2%. По структурно-текстурным признакам среди гранитов выделяются мелко-, средне- и крупнозернистые разности (таблица).

Мелкозернистые граниты представлены равномерно-зернистыми 9 и порфиоровидными 10, 11 породами, слабо разгнейсованными, с гранитовой 9 и микрогранитовой структурой, с изометричными формами зерен слагающих минералов размером 0,3—0,8 и 0,8—1,2 мм. В порфиоровидных выделениях размером 1,5—2 мм отмечаются полевые шпаты, а также редкие линзы и агрегаты кварца размером до 2—3 мм. В виде прослоев и отдельных скоплений присутствуют биотит, мусковит, в ассоциации с апатитом, цирконом и

Минеральный состав (в %) микроклиновых гранитов

Номер образца (рис. 3)	Структура	ρ , г/см ³	K_{II} , %	Преобладающий размер зерен, мм	Кварц	КШШ	Плагиоклаз	Темноцветные	Акцессорные
<i>Мелкозернистые разновидности</i>									
9	Гранитовая	2,64	0,50	0,5—0,8*	30—35	30—35	15—20	10—15	Апатит, магнетит, циркон
10	Порфириовидная с микрогранитовой структурой основной ткани	—	—	0,3—0,8 1—3	30	35	25	5	Гранат, рудные
11	с гранобластовой основной тканью	2,65	0,18	0,1—0,3 1,5—2	25—30	30—35	25—30	10—15	Магнетит, апатит, сфен, циркон
<i>Среднезернистые разновидности</i>									
12	Порфириовидные	2,68	0,34	$\frac{1-1,5}{4-5}$	20—25	35—40	25—30	10—15	Магнетит, апатит, сфен
13	»	2,65	0,65	$\frac{1-1,5}{4-5}$	25—30	40—45	15—20	10	То же
<i>Крупнозернистые разновидности</i>									
14	Коррозионная пегматоидная	2,67	—	$\frac{3-5}{—}$	30	35	25	5	Гранат, магнетит, турмалин
15	Пегматоидная	2,66	—	$\frac{3-5}{—}$	25—30	35—40	15—20	10—15	Циркон, магнетит, апатит, сульфиды

* В числителе — порода, в знаменателе — вкрапленники.

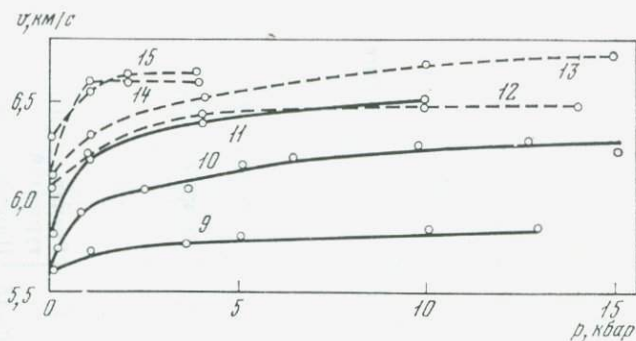


Рис. 3. Зависимость скорости продольных волн от давления для образцов гранитов. Номера соответствуют породам, приведенным в таблице

магнетитом. В образце *11* содержится значительное количество граната.

Среднезернистые порфиroidные граниты *12*, *13* сложены кварц-полевошпатовой основной тканью с размерами зерен до 1—1,5 мм, в которой выделяются крупные до 2—3 мм зерна полевых шпатов, участки скопления темноцветных и аксессуарных минералов размером 3 × 5 мм и линзовидные агрегаты мозаичного кварца до 4—5 мм. Структуры коррозионные с признаками многократного дробления и повторной гранитизации в виде мелкозернистого агрегата кварц-полевошпатового и слюдяного состава.

Крупнозернистые пегматоидные граниты *14*, *15* с преобладающим размером зерен 3—5 мм характеризуются широким развитием пегматоидных структур с незакономерным прорастанием микроклина кварцем. Слюды в виде крупных удлиненных лейст или скоплений распределены крайне неравномерно. Образец *14* по составу аналогичен образцу *10*; он также характеризуется значительным содержанием граната и отличается лишь разномерностью и структурой.

При изучении упругих и плотностных свойств микроклиновых гранитов нижнепротерозойского возраста и почти одинакового минералогического состава было замечено, что на их физические свойства значительное влияние оказывает структура и размер зерен.

На рис. 3 изображены кривые зависимости скорости продольных волн от давления для изученных гранитов. Кривыми 9—11 показаны зависимости для мелкозернистых, 12, 13 — для среднезернистых и 14, 15 — для крупнозернистых разновидностей гранитов. Причем чем выше порядковый номер кривой, тем образец гранита имеет более крупный размер зерен минералов. Так мелкозернистые разновидности гранитов 9 с размерами зерен от 0,8 до 1,2 и гранитной структурой имеют сравнительно невысокие скорости продольных волн как при атмосферном, так и при высоком давлении ($v =$

= 5,82 км/с при 10 кбар). Скорость продольных волн в образцах, обладающих порфиroidной структурой, где размер вкрапленников составляет от 1 до 3 мм и выше, при 10 кбар равна 6,85 км/с. Скорость в образце 10 повышена за счет присутствия граната до 1%. Среднезернистые разновидности с той же порфиroidной структурой имеют более высокие скорости продольных волн, так как размеры основной массы породы от 1 до 1,5 мм, а размер вкрапленников 4—5 мм; при 10—15 кбар для среднезернистых разновидностей $v = 6,5—6,7$ км/с. Для крупнозернистых гранитов с преобладающим размером зерен 3—5 мм и пегматоидной структурой скорости продольных волн будут еще выше. Так при давлении 4 кбар $v = 6,60—6,65$ км/с. Наглядно видно влияние размера зерен на v на образцах 14 и 10, которые по минеральному составу являются аналогами, но размер зерен в них различен. Скорость в крупнозернистом образце 14 намного выше, чем в мелкозернистом граните 10.

Полученная закономерность была обнаружена и для гранитов Казахстана [2]. Было замечено, что в более крупнозернистых гранитах скорость продольных волн возрастает более интенсивно и по абсолютной величине превосходит скорость в мелкозернистых разновидностях. Для наших образцов эта разница в скорости при давлении 10 кбар составляет 22%. Структура пород также меняется от гранитной и порфиroidной для мелкозернистых, до порфиroidной и пегматоидной для средне- и крупнозернистых разновидностей, что также отражается на скорости упругих волн. Плотность же для гранитов варьируется незначительно, а именно от 2,64 до 2,67 г/см³.

Таким образом, как показали исследования, на физические свойства гранитоидов значительное влияние оказывает минеральный состав. При гранитизации и мигматизации резко увеличивается содержание окислов Si, K и Na, что ведет к снижению скорости упругих волн и плотности. Кроме того, разброс значений скоростей внутри групп горных пород (граниты, габбро) [3] может происходить за счет текстурно-структурных изменений, что также необходимо учитывать при сопоставлениях и интерпретации лабораторных данных.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Волярович М. П., Баяк Е. И., Левыкин А. И., Томашевская И. С.* Физико-механические свойства горных пород при высоких давлениях и температурах. М., «Наука», 1974.
2. *Уразев В. М., Волярович М. П., Курскиева А. К.* Физические свойства горных пород в глубинных термодинамических условиях. Алма-Ата, «Наука», 1973.
3. *Баяк Е. И., Волярович М. П., Дибров В. Е.* и др. Применение результатов физических свойств горных пород при высоких температурах и давлениях для уточнения строения Воронежского кристаллического массива.— В кн.: Физические свойства горных пород при высоких давлениях и температурах. Тбилиси, «Мецниереба», 1974.

СКОРОСТЬ ПРОДОЛЬНЫХ ВОЛН ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ ДНА ЯПОНСКОГО МОРЯ

М. П. ВОЛАРОВИЧ, Е. И. БАЮК, Г. Ш. ШАГИНЯН,
Ю. В. ШЕВАЛДИН

Исследования методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) проводятся как на материках, так и в океане. Сведения же об упругих свойствах горных пород, поднятых со дна океана и испытанных при высоких давлениях, единичны [1].

Настоящая работа посвящена изучению скорости продольных волн в образцах коренных пород одного из участков зоны перехода от континента к Тихому океану — дна Японского моря. Определения скорости проводились ультразвуковым импульсным методом в установке высокого давления типа цилиндр — поршень [2]. Давление повышалось до 14 кбар, что соответствует глубинам слоя литосферы до 50 км.

Коллекция образцов НИС «Витязь» и «Первенец» представлена интрузивными, эффузивными и осадочными породами из различных районов моря, включая подводные возвышенности Ямато и Богорова, континентальный склон Южного Приморья, о-ва Хонсю (район побережья г. Майдзуру), подводные склоны Цусимских островов и о-ва Чутко. Наибольшим количеством каменного материала охарактеризована подводная возвышенность Ямато в центральной части моря. Единичными образцами представлены район возвышенности Богорова, континентального склона Приморья, о-вов Хонсю, Чутко, Цусимских. Петрографическая характеристика и плотность отобранных пород приведена в табл. 1.

К наиболее древним (допалеозойским) интрузиям относятся находки габброидных пород в юго-западной части северного хребта. Там же известны выходы палеозойских интрузий, включающих лейкократовые средне- и крупнозернистые граниты и плагиограниты. Изучение скоростей упругих волн в условиях высоких давлений производилось в образцах габбро 3667 и гранитоидов палеозойского комплекса — гранит-порфира 3671 и измененного гранита 3666, а также других горных пород.

В наиболее плотных разностях интрузивов — габбро ($\rho = 2,85 \text{ г/см}^3$) в интервале давлений от атмосферного до 10 кбар скорости продольных волн изменяются от 6,31 до 7 км/с (рис. 1, а). В гранитоидах в зависимости от степени их измененности скорости достаточно различны. В образце гранит-порфира скорость постепенно увеличивается от 5,59 до 6,13 км/с при давлении около 8 кбар. При дальнейшем увеличении давления до 14 кбар скорость практически не меняется. В сильно трещиноватом образце измененного гранита значения скорости резко меняются от 5,81 км/с в начале шкалы давления до 6,77 км/с при давлении в 5 кбар.

Эффузивные породы развиты на значительной части площади

Таблица 1

Плотность и минеральный состав горных пород дна Японского моря

Порода	Место отбора	ρ , г/см ³	Минеральный состав, %
Габбро амфиболитизированное 3667	Возвышенность Ямато	2,85	Плагиоклаз — 65, пироксен — 30, альбит, горнблендит, карбонат — 5
Гранит измененный 3666	То же	2,77	Плагиоклаз — 60, кварц — 20, полевой шпат — 15, эпидот и другие — 5
Гранит-порфир 3671	»	2,57	Плагиоклаз — 20, кварц — 35, ортоклаз — 40, слюдяные и другие — 5
Базальт 3670	»	2,35	Стекло и микролиты — 58, плагиоклаз — 42
Андезитодацит 3653	О. Хонсю	2,98	Альбит — 65, пироксен — 12, плагиоклаз — 12, рудные — 11
Андезит 3663	О. Чутко	2,95	Плагиоклаз — 50, пироксен — 20, стекло — 20, рудные — 10
Базальт 3652	Возвышенность Ямато	2,70	Плагиоклаз — 23, пироксен — 7, стекло — 68, рудные и другие — 2
Андезит 3665	То же	2,67	Плагиоклаз — 75, пироксен — 18, стекло — 3, рудные — 4
Базальт 3662	»	2,52	Плагиоклаз — 15, пироксен — 7, стекло и микролиты — 78
Андезит 3657	Возвышенность Богорова	2,39	Плагиоклаз — 50, пироксен — 15, стекло — 30, рудные — 5
Песчаник крупнозернистый, аркозовый 3668	Возвышенность Ямато	2,46	Кварц, полевые шпаты, плагиоклаз, обломки кварцитов, гранитов и т.д.
Конгломерат 3664	То же	2,60	Плагиоклаз — 6, ортоклаз — 42, кварц — 32, микроклин — 8, другие — 12
Туф 3658	»	2,56	Плагиоклаз — 10, ортоклаз — 10, обломки: дацитов — 48, гранитов — 4, цемент — 28
Песчаник разнозернистый 3654	»	2,47	Кварц — 30, ортоклаз — 20, альбит-олигоклаз — 5, микроклин — 3, обломки пород, цемент — 42
Песчаник мелкозернистый 3659	Континентальный склон Южного Приморья	2,62	Кварц — 30, полевой шпат — 20, другие — 50
Песчаник 3656	Корейский пролив	2,34	Кварц — 50, полевые шпаты — 20, обломки пород, цемент — 30

дна моря. Различия в составе базальтоидов, а также в условиях их формирования и возрасте обусловили значительную дифференциацию этих пород по упругим свойствам. Если при атмосферном давлении (рис. 1, б) скорости в образцах эффузивов меняются от 4,00 до 5,42 км/с, то при максимальных давлениях диапазон

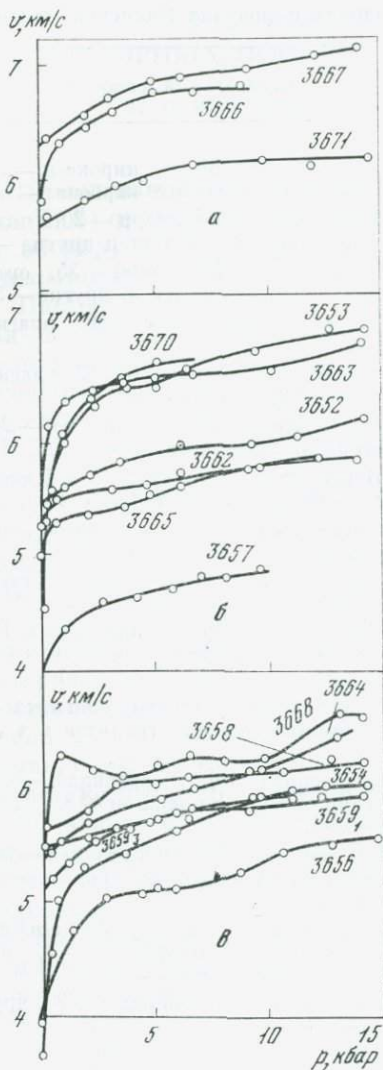


Рис. 1. Скорости упругих волн в образцах пород дна Японского моря

Породы: а — интрузивные; б — эффузивные; в — осадочные. Номера соответствуют породам, приведенным в табл. 1, индексы: 1 — вдоль слоистости, 3 — поперек слоистости

изменения скоростей в тех же образцах составляет 4,71—6,97 км/с. По характеру зависимости скорости упругих волн от давления среди изученных образцов изверженных пород можно выделить три группы.

Первая группа, включающая образцы пород краевой части южного хребта возвышенности Ямато, о-вов Хонсю и Чутко, имеет максимальные скорости до 6,97 км/с. Вторая — включает андезиты центральных частей южного и северного хребтов возвышенности Ямато. Характерные скорости для этой группы пород — 5,02—6,20 км/с. Третья группа со значениями скоростей 4,00—4,90 км/с в диапазоне давлений 0—10 кбар включает андезитобазальты возвышенности Богорова. При этом относительное изменение скорости с увеличением давления составляет в образцах первой группы — 30—49%, а в двух других — 11—18%. В целом скорости упругих волн в образцах эффузивных пород пропорциональны их объемной плотности, что отмечалось и ранее [2]. Образцы с наиболее высокими значениями скорости упругих волн имеют более основной состав (табл. 2).

Наиболее сложной выглядит зависимость значений скорости от давления в образцах осадочных пород (рис. 1, в). Для исследования были отобраны образцы контактово-метаморфизованных конгломератов, песчаников и туфопесчаников с возвышенности Ямато, песчаников континентальногосклона Южного Приморья и Цусимских островов.

Т а б л и ц а 2
Химический состав (в вес. %) эффузивных пород

Окисел	Номер образца				Окисел	Номер образца			
	3657	3662 [3]	3663 [3]	3670 [3]		3657	3662 [3]	3663 [3]	3670 [3]
SiO ₂	51,22	54,36	45,16	49,00	MgO	3,67	3,85	11,0	4,12
TiO ₂	1,46	1,18	2,10	1,17	CaO	9,24	7,83	10,41	8,63
Al ₂ O ₃	17,67	18,22	14,78	20,33	Na ₂ O	2,82	3,30	2,50	3,17
Fe ₂ O ₃	6,56	4,76	3,04	7,55	K ₂ O	2,36	1,33	0,67	0,80
FeO	2,00	3,53	7,42	2,74	P ₂ O ₅	0,42	0,31	0,37	0,47
MnO	0,11	0,13	0,17	0,17	П.п.п.	1,75	1,39	2,73	2,23

Максимальные значения скорости звука (6,22—6,23 км/с) при давлении 14 кбар получены в образцах туфопесчаника и метаморфизованного конгломерата, поднятых с обнажения в юго-западной части севера возвышенности Ямато. Наименьшие значения 5,58—5,95 км/с в образцах песчаников, выходы которых известны на континентальном склоне Приморья и на островах в Корейском проливе. Скорости упругих волн в конгломератах под давлением по своим значениям близки к скоростям в палеозойских гранитоидах 3671. Это в значительной степени обусловлено тем, что основная масса конгломератов состоит из обломков названных гранитоидов.

Представляет интерес оценка результатов эксперимента в связи с данными о скоростной структуре коры в районах, где были отобраны образцы горных пород. Наибольшие возможности в этом отношении имеются для района подводной возвышенности Ямато. По данным сейсмических методов [3], фундаментом на большей части возвышенности является слой, имеющий скорость 3,50—3,60 км/с, в северной части в роли такого фундамента выступает слой со скоростью 4,68 км/с. Мощность слоя составляет 0,38—0,82 км, а глубина его — 0—1,72 км от поверхности дна. Ниже на всех скоростных разрезах выделяется слой 5,4—6,1 км/с. Глубина залегания его от поверхности дна — 0,86—2,35 км (на профиле ГСЗ-2 в южной части возвышенности — до 3,3 км). В краевой части возвышенности и в межгорной котловине отмечен слой со скоростями 6,26—6,48 км/с. Верхняя граница этого слоя располагается на глубинах 2,3—3,4 км от поверхности дна. В основании коры выделяется слой со скоростью 6,8 км/с.

С учетом имеющихся сведений для района возвышенности Ямато [3,4] слой со скоростями 3,50—3,60 км/с можно отождествлять с наиболее уплотненной базальной частью осадочной толщи, сложенной палеогеновыми песчаниками, алевролитами, туфопесчаниками, некрепкими конгломератами различного состава. Результаты лабораторного измерения скоростей согласуются с этим.

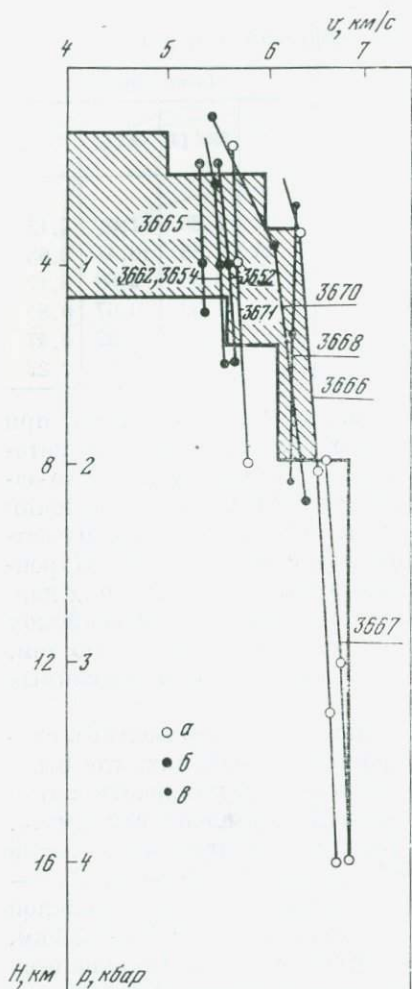


Рис. 2. Скоростной разрез и результаты определения скорости упругих волн в образцах коренных пород для возвышенности Ямато

Обозначения те же, что на рис. 1

граниты 3666 под давлением могут иметь скорости, близкие к тем, которые характерны для слоя со скоростью 6,8 км/с. Мало вероятно, что таким изменениям могут быть подвергнуты крупные блоки гранитной составляющей коры. Однако следует иметь в виду, что широкое развитие зон метаморфизма в целом может, по-видимому, заметно повысить скоростные характеристики гранитоидной части коры.

Большое простираение слоя 5,4—6,1 км/с в скоростных разрезах возвышенности и ее обрамлении давало основание и ранее предполагать, что эта часть разреза сложена различными по вещественному составу и происхождению породами. По нашим данным (рис. 2), это могут быть осадочные (песчаники, конгломераты), эффузивные (от андезитов до базальтов) и интрузивные (гранитоиды) породы.

Недостаточно ясен вопрос о слое, имеющем скорости 6,30—6,50 км/с. По нашим данным, при соответствующих давлениях близкие значения скорости отмечаются не только в ряде образцов, представляющих базальтоидные породы и габбро, но и в контактово-метаморфизованных конгломератах, измененных гранитах. Вероятно, в данном случае это слой, включающий породы как гранито-метаморфического, так и основного составов.

Сравнительные данные о скоростях упругих волн в образцах неизмененных и измененных гранитов возвышенности Ямато могут представлять интерес для выяснения состава пород фундамента глубоководных котловин моря, а также для определения возможности формирования здесь наблюдаемого поля скоростей в результате базификации континентальной коры.

Действительно, измененные

К комплексу пород фундамента, выходы которого отмечаются в юго-западной части севера возвышенности, несомненно, относятся габбро, имеющие скорость до 7 км/с.

Обращают на себя внимание результаты определения скоростей упругих волн в образцах неогеновых песчаников из района Цусимских островов. На скоростных разрезах района Цусимского пролива скорости упругих волн, близкие к тем, что имеют образцы песчаников из обнажений на островах, отмечаются на значительных глубинах. Сейсмические данные позволяют предположить погружение указанного комплекса к западу и юго-западу от островов на глубину 1,5—1,6 км, к югу — до нескольких сот метров от поверхности дна. По-видимому, зона, подвергшаяся в позднем миоцене складчатости, следствием чего и являются повышенные по сравнению с вмещающими породами значения скоростей в палеогеновых песчаниках, в проливе имеет в поперечнике мощность не менее 80 км и простирание северо-восточное. Можно также предположить, что по отношению к оси пролива названная зона смещена в сторону островной дуги.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баюк Е. И., Воларович М. П., Галдин П. Е. Исследование при высоких давлениях скоростей упругих волн в образцах горных пород рифтовой зоны и островов Индийского океана.— В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М., «Наука», 1972.
2. Воларович М. П., Баюк Е. И., Левыкин А. И., Томашевская И. С. Физико-механические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М., «Наука», 1974.
3. Васильев Б. И., Карп Б. Я., Строев П. А., Шевалдин Ю. В. Строение подводной возвышенности Ямато (Японское море) по геофизическим данным. М., Изд-во МГУ, 1975.
4. Шевалдин Ю. В., Васильев Б. И., Шевалдина С. В. и др. О физических свойствах пород дна Японского моря.— В кн.: Геофизические исследования в Японском море. Владивосток, АН СССР, Тихоокеанское отд., 1972.

ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОРИСТОГО БАЗАЛЬТА ПРИ СЛОЖНО-НАПРЯЖЕННОМ СОСТОЯНИИ

И. С. ТОМАШЕВСКАЯ, Л. И. ЗВЯГИНЦЕВ

Скоростные характеристики горных пород, находящихся в различных, но известных условиях, представляют большой интерес для сейсмологии, так как помогают оцествить скоростные разрезы, получаемые для различных участков земного шара. Большинство лабораторных измерений скоростей продольных волн v_p проведено при различных гидростатических давлениях. Имеются

отдельные данные по изменению v_p для малого количества пород, когда три главных напряжения, действующих на образец породы, не равны между собой. Неравенство вертикальных и горизонтальных напряжений внутри земной коры сейчас уже общеизвестный факт, с которым приходится считаться в первую очередь горнякам. Эти разницы напряжений, существующие долгое время, могут вызвать тектурные изменения в породах, а следовательно, и анизотропию свойств горных пород.

Ранее была сделана попытка изучить изменение комплекса физических свойств горных пород в процессе одноосного сжатия в условиях различных гидростатических давлений и сопоставить эти изменения с механизмами деформирования, наблюдаемыми в горных породах [1—3]. В указанных работах изучены поликристаллические породы в основном гранитоидного состава. Так как в результате прежних нагружений в породе могут возникнуть и накапливаться повреждения [4], то необходимо выбрать для исследования породы, которые не имеют в шлифах следов прежних деформаций, или породы, которые не подвергались в своей жизни большому напряжению. Для этой работы выбрана более основная, почти мономинеральная порода — долеритовый базальт (Армения). Эта излившаяся порода никогда не погружалась на глубину, а застыла на поверхности. Порода имеет текстуру в виде игольчатых кристаллов с включениями газовых пузырьков — пор. Диаметр пузырьков разный, но максимальные размеры их не превышают 4—5 мм по диаметру. В шлифах видны очень редкие трещины, предположительно возникшие в результате термических напряжений.

Для испытаний на установке высокого давления было приготовлено 93 образца. Образцы вырезаны из двух блоков: из одного блока 54 образца в трех взаимно перпендикулярных направлениях, а из второго — 39 образцов в одном направлении. Как оказалось в процессе исследования, эти блоки несколько отличаются друг от друга по средним значениям объемного веса и пористости (табл. 1).

Таблица 1

Блок	Удельный вес	Объемный вес	Пористость общая	Пористость эффективная
	г/см ³		об. %	
I	2,939 *	2,77	5,65	3,01
	$\frac{2,938-2,942}{2,947}$	$\frac{2,77-2,78}{2,75}$	$\frac{5,51-5,72}{6,84}$	$\frac{2,58-3,73}{5,96}$
II	2,936—2,953	2,724—2,76	6,54—7,23	5,49—6,59

* Здесь и в табл. 2 в числителе — среднее значение; в знаменателе — разброс данных.

Данные, приведенные в табл. 1, определены на кусочках, вынутых в разных местах блоков. В шлифах породы прослеживается преимущественная ориентация порообразующих минералов в направлении 2.

Средние значения и пределы разброса объемного веса, общей пористости и скоростей продольных волн, измеренных вдоль большой оси образцов, приведены в табл. 2 (все параметры определены при атмосферных условиях).

Таблица 2

Блок	Направление большой оси образца	Количество образцов	Объемный вес, г/см ³	Общая расчетная пористость, об. %	Скорость продольных волн, км/с
I	1	18	2,76	6,0	5,18
			2,70—2,97	1,0—8,2	4,95—5,36
I	2	18	2,74	7,0	5,01
			2,64—2,77	5,9—10,3	4,73—5,19
I	3	18	2,75	6,5	5,22
			2,69—2,77	5,8—8,6	5,11—5,36
II	4	39	2,75	6,5	5,45
			2,71—2,78	5,6—7,8	5,01—5,91

Цель работы: на основании комплекса исследований представить механизм подготовки и протекания разрушения в пористых базальтах как в воздушно-сухом состоянии, так и при различном содержании воды в поровом пространстве. Поэтому исследование каждого образца проводилось в три этапа. Первый — непосредственное проведение механических испытаний при различных гидростатических давлениях с одновременным измерением в процессе опыта дифференциальной нагрузки, деформаций, скорости продольных волн, микросейсмоактивности, возникающей в образце в результате деформации. Второй и третий этапы работы заключались в исследовании образца после снятия с него нагрузок. Образец разрезался по определенным направлениям для изготовления прозрачных шлифов. После этого проводилось петрографическое исследование и сопоставление со шлифами из недеформированной породы. Третий этап работы состоял в исследовании объемного и удельного весов, общей и эффективной пористостей в деформированных образцах.

Все опыты проводились на одноосное сжатие, причем в течение эксперимента $\sigma_2 = \sigma_3 = p$ поддерживалось постоянным, а $\sigma_1 = \sigma_1 - \sigma_2$ поднималось с постоянной скоростью, которой соответствовала в среднем скорость деформирования порядка $10^{-4}/с$. В связи с тем что в этой породе практически отсутствовала трещинная пористость, увеличение прочности в воздушно-сухих

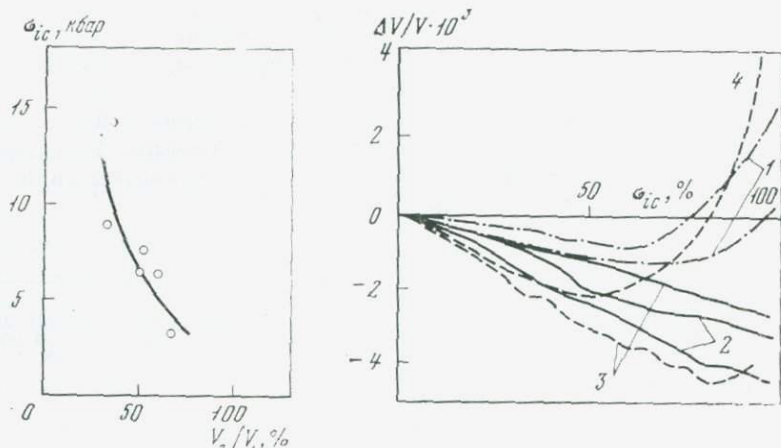


Рис. 1. Зависимость прочности σ_{ic} от процентного содержания воды в поровом пространстве $p = 5$ кбар

Рис. 2. Изменение объемов воздушно-сухих образцов в процессе деформации
1—1 атм; 2—1,0 кбар; 3—1,5; 4—5,0

образцах в зависимости от гидростатического давления было линейным, а на основании экспериментального материала величина прочности σ_{ic} (в кбар) оценивается уравнением

$$\sigma_{ic} = 1,9 + 2,35 p,$$

где σ_{ic} — прочность при давлении p , а 1,9 кбар средняя прочность образцов при атмосферном давлении. Значения прочности у образцов различной ориентации находятся в пределах разброса данных от образца к образцу. Прочностные свойства образцов, часть порового пространства которых занимает вода, в значительной степени зависят от процента заполнения водой общего порового пространства. Если вода занимает 30% или менее порового пространства, то прочность образцов остается на уровне прочности воздушно-сухих образцов. При большем содержании воды в поровом пространстве прочность падает. Пример изменения прочности в зависимости от процента заполнения порового пространства приведен на рис. 1 [5].

Все образцы разрушались хрупко. Воздушно-сухие разрушались в большинстве случаев по одной плоскости, у водонасыщенных плоскость разрушения всегда сопровождалась зоной катаклаза.

Чтобы иметь представление о значениях продольных и поперечных деформаций, в табл. 3 представлены данные для конкретных образцов и воздушно-сухих, и содержащих в поровом пространстве воду.

Таблица 3

Номер образца (направление)	Насыщен- ние водой	p , кбар	σ_{is} , кбар	ε_{\parallel} , %	ε_{\perp} , %	σ_{ic} , кбар	ε_{\parallel} , %	ε_{\perp} , %
66(2)	В.С.*	0,001	1,55	0,40	0,10	1,75	0,70	0,35
15(1)	В.С.	0,001	1,62	0,31	0,16	1,62	0,37	0,23
65(2)	3,77	0,001	0,95	0,15	0,05	1,36	0,36	0,26
55(2)	4,92	0,001	1,78	0,35	0,15	1,82	0,41	0,43
48(3)	В.С.	1,0	4,27	0,71	0,20	4,27	0,71	0,21
37(3)	В.С.	0,95	4,69	0,87	0,18	4,85	1,04	0,26
41(3)	В.С.	1,95	5,50	0,76	0,18	6,40	1,15	0,24
53(2)	4,92	3,25	7,35	—	0,30	7,65	—	0,39
24(2)	В.С.	5,0	12,50	—	0,56	14,95	—	0,98
85(2)	В.С.	5,0	12,35	0,78	0,39	14,70	3,78	2,90
64(2)	3,37	5,05	5,25	0,26	—	7,78	0,40	—
86(2)	3,84	5,0	5,96	1,45	0,63	6,58	—	1,02
89(2)	4,27	5,3	6,24	0,23	—	6,24	0,23	—

* Образцы воздушно-сухие.

Предел текучести σ_{is} для образцов исследованного базальта очень расплывчатый, и в табл. 3 приведены ориентировочные данные (оцененные в основном по изменению скорости поперечной деформации).

Примеры изменения объема образцов в процессе приложения дифференциальной нагрузки, вычисленные по формуле

$$\Delta V/V = -\varepsilon_{\parallel} + 2\varepsilon_{\perp},$$

приведены на рис. 2.

Примеры изменения скорости продольных волн в процессе приложения дифференциальной нагрузки приведены в табл. 4. Для каждого образца указаны значения скорости при атмосферном давлении, а также значение давления p , при котором происходило добавочное одноосное сжатие. Значение при максимально выдерживаемой нагрузке в таблице приведено наибольшее, при этом же значении σ_i образец разрушался или, вернее, сдвигался и скорость уменьшалась.

Для большинства образцов, испытанных при p порядка 3 кбар и выше, не наблюдалось уменьшения скорости перед разрушением или оно было так мало, что не превышало ошибки измерений, т. е. 0,2 м/с. Но необходимо отметить, что, хотя падения скорости не наблюдалось, было явное уменьшение амплитуды первого вступления.

Микросейсмоакустические исследования образцов долеритового базальта показали следующие результаты: упругие импульсы регистрируются сразу при приложении всестороннего давления, но эти импульсы, очевидно, не связаны с нарушением внутри зерен,

Таблица 4

Номер образца (направление)	При p , атм.			p , кбар	σ_{ic} , кбар
	Π , %	v_p , км/с	W , %		
54(2)	6,3	5,49	В.С.	3,2	7,7
53(2)	6,05	5,51	В.С.	3,2	7,65
24(2)	6,70	5,10	В.С.	5,3	14,95
85(2)	6,94	5,53	2,28	5,2	14,7
56(2)	5,94	5,29	3,52	5,0	6,62
89(2)	6,10	5,35	4,92	5,3	6,24

Номер образца (направление)	v_p , км/с, при σ_i от σ_{ic} , %						
	0	15	50	85	95	100	после разрушения
54(2)	6,24	6,36	6,43	6,43	6,43	6,43	6,15
53(2)	6,31	6,31	6,48	6,48	6,48	6,48	2,06
24(2)	—	6,37	6,37	6,82	6,22	Скачки	—
85(2)	5,82	5,82	5,89	5,89	6,17	—	—
56(2)	5,61	5,81	6,02	6,08	6,08	Образец не разрушен	—
89(2)	5,65	5,92	6,21	6,36	6,36	6,36	5,09

Примечание. Π — общая пористость.

а, возможно, отражают движение зерен друг по другу или движение образца и металлической надставки в процессе сжатия.

Наибольшее число импульсов приходится на начальную область повышения давления. При давлениях выше 0,8 кбар импульсы на записи исчезают и не регистрируются вплоть до давлений 5 кбар. В процессе повышения дифференциальной нагрузки регистрируются импульсы значительно большей амплитуды для воздушно-сухих образцов. Причем распределение импульсов неравномерное: начинают регистрироваться они при 50—60% σ_{ic} сначала резкими отдельными импульсами, а при 90—95% σ_{ic} наблюдается пакет импульсов почти непрерывный вплоть до разрушения. Максимальный импульс, связанный с разрушением, обычно регистрировался при спаде дифференциальной нагрузки. С увеличением p начало первых регистрируемых импульсов отодвигалось в сторону большей доли σ_i от σ_{ic} и импульсы становились более высокочастотными [6].

Во влажных образцах распределение сейсмоакустических импульсов и в процессе повышения давления, и в процессе прило-

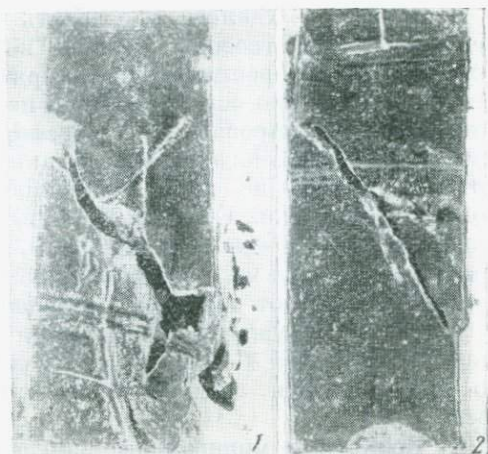


Рис. 3. Вид разрушенных образцов
1—3 кбар, насыщенный водой 3,83%;
2—5 кбар, воздушно-сухой

жения дифференциальной нагрузки несколько другое. Они регистрируются почти непрерывно и при повышении давления, и при увеличении дифференциальной нагрузки. По амплитуде регистрируемые импульсы в 2—3 раза меньше, чем для воздушно-сухих образцов. Разрушение влажных образцов сопровождается значительной зоной дробления (рис. 3).

Электрическое сопротивление образцов, измеряемое в направлении, перпендикулярном направлению приложения дифференциальной нагрузки, изменялось от образца к образцу очень нерегулярно. В некоторых опытах оно уменьшалось, а в некоторых, приблизительно с $0,5 \sigma_{ic}$, возрастало. На рис. 4 дано изменение электрического сопротивления в образце 86 (2), испытанном при $p = 5$ кбар и частично насыщенном водой ($W = 3,84\%$).

Петрографическое исследование прозрачных шлифов, вырезанных из образцов, деформированных при атмосферных условиях и при давлениях вплоть до $p = 3,5$ кбар, не обнаружило каких-либо заметных изменений в шлифах, которые указывали бы на остаточные деформации. Только в образцах, испытанных при $p = 5$ кбар

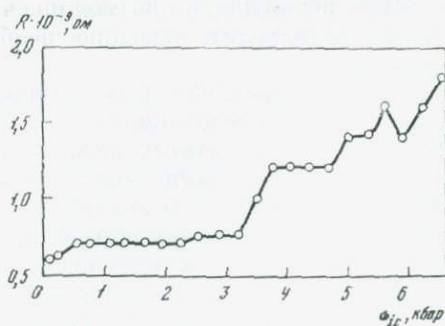


Рис. 4. Изменение электрического сопротивления R образца базальта в процессе увеличения дифференциальной нагрузки ($p = 5$ кбар)

и $\sigma_i \approx 0,9 \sigma_{ic}$, удалось проследить возникновение сети параллельных мелких трещин, очевидно возникших в результате приложенного дифференциального напряжения.

Более подробно остановимся на исследовании плотности и пористости деформированных и недеформированных образцов. Исследования удельного веса испытанных образцов показали некоторое уменьшение его по сравнению с данными для недеформированных образцов. Средний удельный вес (вес порошка породы, раздробленной до фракции меньше 0,25 мм) для девяти проб, отобранных в разных местах блоков, 2,939—0,013 г/см³. Удельный вес целых кусочков от образцов, разрушенных одноосной нагрузкой в условиях окружающего давления $p = 5$ кбар, уменьшился в среднем до 2,915 \mp 0,013 г/см³ (среднее для 10 образцов). Можно предположить следующие причины уменьшения удельного веса.

1. Возможные минеральные изменения. Была сделана попытка оценить по изменению удельного веса различные варианты изменений в минералах.

Предположим, что часть плагиоклаза—лабрадора в процессе деформации изменяется до плагиоклаза более низкого уровня. По расчету, чтобы удельный вес породы стал 2,915, необходимо лабрадору полностью перейти в андезин ($\rho = 2,695$ г/см³ [7]), что не наблюдалось в исследованных шлифах. Или можно предложить другой вариант: весь оливин уменьшил свою минералогическую плотность до 4,13 — это мало вероятно.

2. Зерна породообразующих минералов насыщаются в процессе деформации дислокациями, которые передвигаются с поверхности пор и трещин. Одновременно происходит как бы два процесса: уменьшение пористости и уменьшение удельного веса породы. Уменьшение и пористости, и удельного веса наблюдалось в экспериментах как для деформированных, но неразрушенных образцов, так и для разрушенных.

3. Возможно, что в процессе деформации некоторые тяжелые атомы примесей выдавливаются из кристаллографической решетки, а после дробления породы просто вымываются; это должно быть специально проверено.

4. Мало вероятно, но возможно, что в процессе деформирования может происходить некоторое необратимое искажение решетки плагиоклаза.

Каждый из предложенных вариантов должен быть проверен специальными исследованиями.

Исследования объемных весов и пористости образцов, испытанных воздушно-сухими, выявили следующие тенденции: увеличение объемного веса и значительное уменьшение общей пористости для неразрушенных образцов. Для разрушенных образцов определенной тенденции изменения объемного веса (плотности) и пористости установить не удалось (табл. 5), так как часто, кроме образования магистрального разрыва, происходит добавочное

Таблица 5

Номер образца (направление)	До опыта		Приложенное напряжение, кбар	После опыта	
	объемный вес, г/см ³	пористость, об. %		объемный вес, г/см ³	пористость, об. %
<i>Неразрушенные образцы</i>					
6(1)	2,74	6,7	0+1,1*	2,78	4,66
67(2)	2,78	5,55	5,0+0	2,79	4,82
77(2)	2,76	6,06	5,0+1,5	2,79	3,29
26(2)	2,73	7,3	5,2+3,2	2,79	4,87
79(2)	2,77	5,9	4,7+4,9	2,77	4,90
75(2)	2,74	6,7	5,0+5,4	2,78	4,33
74(2)	2,75	6,5	5,2+5,9	2,76	5,19
<i>Разрушенные образцы</i>					
15(1)	2,74	6,6	0+1,6	2,78	4,20
81(2)	2,74	7,3	4,6+4,7	2,77	4,88
69(2)	2,72	7,5	5,0+5,3	2,73	6,24
89(2)	2,76	6,1	5,3+6,3	2,72	6,06
24(2)	2,74	6,7	5,0+15,0	2,69	7,70

* Первое число — всестороннее давление, второе — величина максимальной приложенной дифференциальной нагрузки.

разрушение образца, связанное с недостаточной жесткостью испытательной машины.

Приведенные для базальтов экспериментальные результаты по изменению различных петрофизических свойств породы показывают, что известных данных о механизме деформирования породы еще недостаточно для проведения корреляции между изменениями физических свойств и теми процессами, которые протекают при деформировании. На основании сказанного и ряда литературных данных очевидно, что макроскопические изменения в образцах подготавливаются целым набором микроструктурных изменений, которые нужно еще выявлять в дополнительных исследованиях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Томашевская И. С., Хамидуллин Я. Н., Предвестники разрушения образцов горных пород. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, № 5.
2. Шамина О. Г., Осокина Д. Н., Томашевская И. С. и др. Модельные и экспериментальные исследования разрушения и связанных с ним процессов. Предсказание землетрясения. М., ВИНТИ, 1973.
3. Зягинцев Л. И., Томашевская И. С., Хамидуллин Я. Н. Образование трещинных структур в кристаллических породах в условиях неравномерного сжатия. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1974, № 3.

4. *Волярович М. П., Томашевская И. С., Хамидуллин Я. П.* Связь деформационно-прочностных свойств образцов горных пород с историей нагружения.— *Геофиз. сб.*, 1972, вып. 45.
5. *Томашевская И. С., Звягинцев Л. И.* Особенности поведения пористых базальтов при сложном напряженном состоянии.— В кн.: *Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах.* Тбилиси, «Мецниереба», 1974.
6. *Томашевская И. С.* Изменение различных физических параметров в процессе деформации и разрушения образцов пород.— В кн.: *Физика очага землетрясений.* М., «Наука», 1975.
7. Справочник физических констант горных пород. Под ред. С. П. Кларка (мл.). Пер. с англ. М., «Мир», 1969.

ОСТАТОЧНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ В ГРАНИТАХ ПРИ ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНЫХ НАПРЯЖЕНИЯХ

Л. И. ЗВЯГИНЦЕВ, И. С. ТОМАШЕВСКАЯ

Одинаковые в обнажениях граниты при микроскопическом изучении можно разделить на деформированные, если имеются в минералах остаточные деформации, и недеформированные, если они отсутствуют [1, 2]. Среди деформированных образований выделяются также граниты, испытавшие однородное течение и деформации сдвига. Эти три разновидности гранитов в среднем отличаются по своим физическим параметрам, определенным при атмосферных условиях, что видно из таблицы, где приведены данные для гранитов среднеглубинной (3—4 км) фации Кавказа.

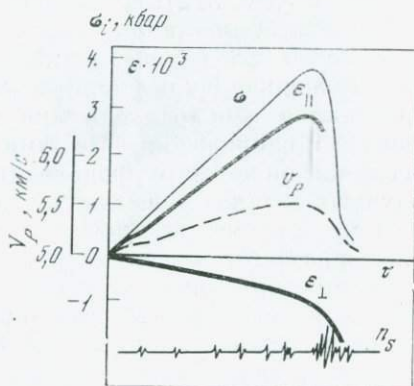
Средние физические параметры гранитов среднеглубинной фации

Интрузив, деформация	Количество образцов	ρ , г/см ³	$\Pi_{\text{эф}}$, %	v_P , км/с	v_S , км/с	v_P/v_S
Дашкесанский, недеформированный	20	2,60	2,1	5,1	3,3	1,58
Мегринский, однородное течение	21	2,62	1,4	4,8	2,8	1,69
Эльджуртинский, деформация сдвига	27	2,60	1,7	3,3	2,3	1,44

Как следует из таблицы, в гранитах с остаточными деформациями скорости упругих волн v_P и v_S значительно ниже. Отношение v_P/v_S повышено для пород, испытавших однородное течение, и понижено для пород, прошедших деформацию сдвига.

В деформированных гранитах отмечается уменьшение порового пространства, несмотря на появление в них трещин скалывания и даже отрыва. Это показывает, что под литостатическим давлением уплотнение структуры происходит за счет пористости. Можно предположить, что остаточные деформации в гранитах возникают после кристаллизации под действием напряжений, превышающих литостатическую нагрузку.

Рис. 1. Характер распределения сейсмоакустических импульсов n_s и изменения скорости продольных волн v_p , продольной $\epsilon_{||}$ и поперечной ϵ_{\perp} деформаций при приложении дифференциальной нагрузки во времени



Для проверки проведены эксперименты по деформации образцов гранитов, сформировавшихся на уровне среднеглубинной фации. Взяты недеформированные породы с исходной общей пористостью 2,1% и эффективной 1,8%. Образцы размером 20×50 мм исследовались при гидростатических давлениях 1,5 кбар, что соответствует литостатической нагрузке 4–5 км. Дополнительно к торцам образца прикладывалась дифференциальная нагрузка со скоростью 0,05 кбар/с. Полное разрушение пород происходило при дифференциальных нагрузках σ , равных 5,4–5,5 кбар. В процессе опыта непрерывно регистрировались дифференциальное усилие σ , продольная $\epsilon_{||}$ и поперечная ϵ_{\perp} деформации, а также сейсмоакустические импульсы n_s , регистрируемые в диапазоне до 3 кгц [3].

Эксперимент мог быть приостановлен на любой стадии деформации, отсчитываемой от разрушающей нагрузки σ_{\max} . В деформированных образцах определялась пористость, а в шлифах — остаточные деформации. В образцах гранита сейсмоакустические импульсы регистрируются начиная с ранних этапов приложения дифференциальной нагрузки (рис. 1). Наиболее резкое отклонение деформации от линейности совпадает по времени с резким ростом числа сейсмоакустических импульсов. Это происходит в области напряжений, превышающих 80–96% от σ_{\max} . Все образцы разрушались хрупко. Вдоль оси сжатия деформация $\epsilon_{||}$ достигала 0,35–0,95%, а поперечная ϵ_{\perp} не превышала 0,5%. В чем же причина деформационной неоднородности и проявления

сейсмоакустических импульсов в гранитах при дифференциальных напряжениях?

До деформации в лабораторных условиях в исходных гранитах не отмечалось остаточных деформаций (рис. 2, 1). Но уже на первых этапах нагружения (25—30% от σ_{\max}) в шлифах прослеживаются остаточные деформации. В кристаллах плагиоклаза отмечается трансляция по плоскости (010) в одной из двойниковых пластинок (рис. 2, 2). В микроклине также отмечается появление двойниковых пластинок скольжения. Процессы скольжения развиваются и в кварце, когда точечные дефекты, в данном случае газожидкие включения, под напряжением сползают и выстраиваются субпараллельными цепочками в зоне наибольших сдвиговых напряжений. Местами дефекты сливаются и образуют трещинки, по которым происходит скольжение. Широкое развитие получают катакластические течения. Зерна кварца распадаются на блоки, а промежутки между ними заполняются тонкозернистым полевошпатовым веществом (см. рис. 2, 2). На контактах зерен с разными упругими свойствами, например кварца и микроклина, происходят межзерновые подвижки. При этих напряжениях образуются трещины скалывания. Они возникают в связи с концентрацией напряжений на ограниченных участках (рис. 2, 3). Иногда они образуются по плоскостям спайности. Редко возникают трещины отрыва. Трещины располагаются в пределах минералов. Макроскопически трещин не отмечается.

При дифференциальных нагрузках порядка 50% от σ_{\max} число хрупких нарушений возрастает. Широкое развитие получает процесс двойникования. Часто образуются клиновидные двойники с зонами аккомодации. Тормозом роста двойников служат различные нарушения. Отмечается тенденция группировки сколовых нарушений в зоне, наклоненной под углом 30—35° к направлению осевой нагрузки. Макроскопически образцы сохраняют монолитность.

При дифференциальных нагрузках, равных 75% от σ_{\max} , общий структурный облик гранитов все еще сохраняется. В минералах микроклина, плагиоклаза (рис. 3, 1) и даже роговой обманки отмечается перекристаллизация. Местами происходит локальная перестройка структуры из хаотической в ориентированную. Кристаллы длинной стороной поворачиваются перпендикулярно к плоскости сдвига. Сдвиги располагаются в будущей зоне разрушения (рис. 3, 2). Макроскопически породы все еще сохраняют монолитность.

При дифференциальных напряжениях выше 75% от σ_{\max} начинается процесс усиленного роста и слияния трещин в плоскостях наибольших сдвиговых напряжений. Это регистрируется лавинным нарастанием сейсмоакустических импульсов (рис. 2), что отражает увеличение хрупких разрушений.

В разрушенных породах прослеживается одно главное нарушение — трещина скалывания с катаклазом. Она выполнена

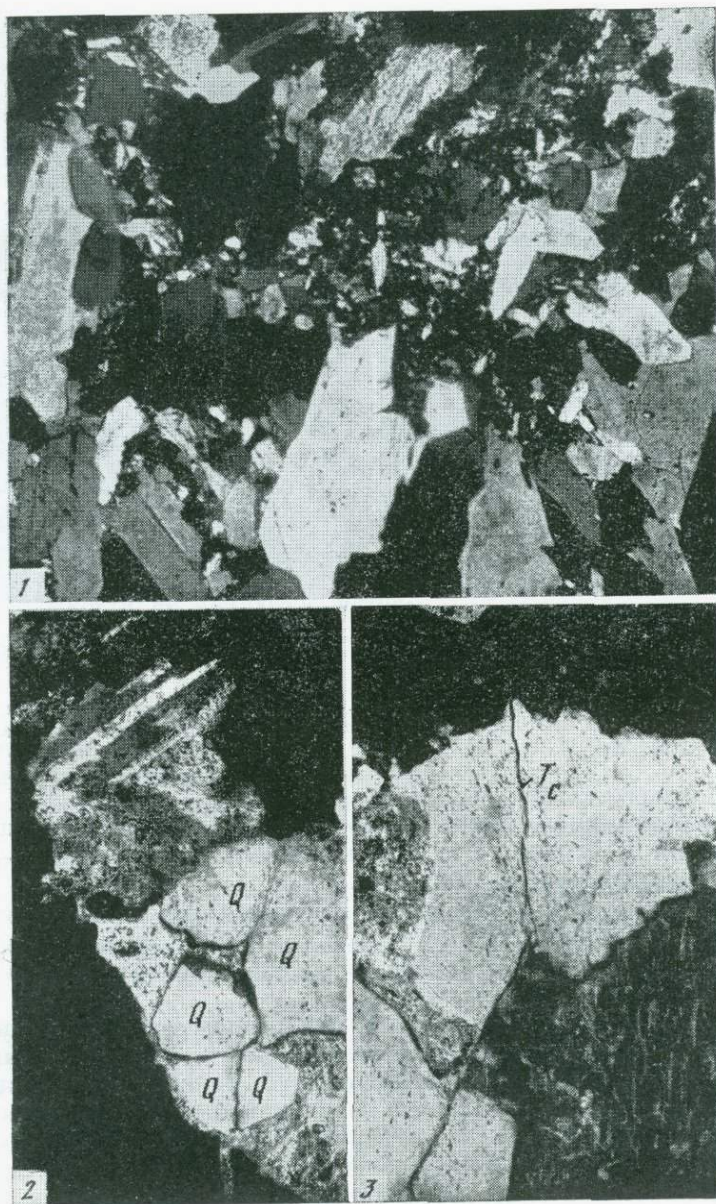


рис. 2. Микрофотографии шлифов гранитов

1 — недеформированные; 2, 3 — деформированные при $p=1,5$ кбар и $25\% \sigma_{ic}$; Q — каталазированный кварц; T_c — трещина скалывания

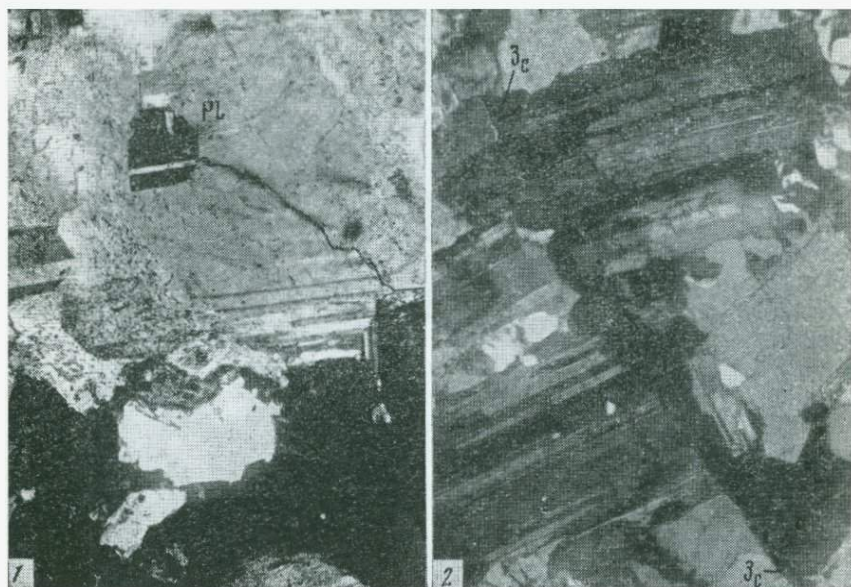


Рис. 3. Микрофотографии шлифов гранитов, деформированных при $p = 1,5$ кбар и $75\% \sigma_{zc}$

1 — перекристаллизация в плагиоклазе, новый кристалл Pl образовался в конце трещины; 2 — ориентировка кристаллов длинной стороной перпендикулярно зоне скалывания Z_c

обломками и песком трения. От нее отходят более мелкие трещины скалывания и отрыва. Все они наклонены под углом $30-35^\circ$ к направлению осевой нагрузки.

В процессе деформации пород намечается две области, характерные количеством зарождающихся трещин. Границей областей является лавинное образование нарушений, которое начинается при напряжениях свыше 80% от σ_{max} .

Для первой области характерно однородное течение. Причиной этого служат главным образом пластические деформации в минералах. При этом порода уплотняется, что фиксируется уменьшением пористости. Для гранитов с начальной общей пористостью $2,1\%$ и эффективной $1,8\%$ и деформированных в воздушно-сухом состоянии она уменьшается — общая до $1,6-1,8\%$, а эффективная до $1,4-1,5\%$. Значение эффективной пористости близко к среднему показателю пористости ($1,4\%$) для гранитов, прошедших стадию однородного течения в природных условиях. После деформации пород, частично насыщенных водой, эффективная пористость еще ниже и равна $1,15-1,20\%$. Уплотнение подтверждается и относительным уменьшением объема (см. рис. 4), который рассчитывается на основании измеренных средних относительных

продольных ε_{\parallel} и поперечных ε_{\perp} деформаций по формуле

$$\Delta V/V = -\varepsilon_{\parallel} + 2\varepsilon_{\perp}.$$

Вторая область характерна лавинным образованием трещин, что и приводит к разделению образца на блоки. В это время происходит разрыхление структуры за счет трещин, развитых в узкой области. Пористость увеличивается в 2—3 раза. Разрыхление сопровождается относительным увеличением объема (см. рис. 4). Однако не потерявшие сплошности блоки все еще уплотнены по сравнению с исходным гранитом.

Существует два механизма, приводящих к разрушению породы, — пластическое течение и хрупкое растрескивание, проявляющиеся одновременно. Потенциальная возможность обоих видов деформации заложена в самой породе в связи с анизотропией упругих свойств минералов и поликристаллическостью. Контактные плоскости не являются источником низкой прочности.

Очевидно, наблюдаемые в породе граниты с деформацией однородного течения прошли стадию уплотнений при неравномерно сжимающихся напряжениях. Граниты же с наличием сдвиговых нарушений испытали неравномерное сжатие при осевых напряжениях, близких к предельным при данном литостатическом давлении.

Сопоставление экспериментальных результатов и природных наблюдений показывает, что остаточные деформации пород отражают геодинамические движения, при которых происходило становление интрузивных тел гранитного ряда начиная с ранних этапов кристаллизации расплава. По остаточным деформациям в совокупности с физическими свойствами пород можно решить обратную задачу — реконструировать геодинамическую обстановку становления интрузивных тел гранитного состава.

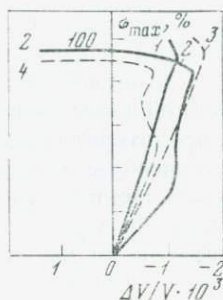


Рис. 4. Зависимость среднего изменения объема $\Delta v/v$ от дифференциальной нагрузки $\sigma_{дс}$, %

- 1, 2 — воздушно-сухие;
3, 4 — частично насыщенные водой

ЛИТЕРАТУРА

1. Звягинцев Л. И., Подольский А. М. Петрофизические признаки условий формирования оловоносных гранитов в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1975, № 9.
2. Интрузии, гидротермально-метасоматические образования и медно-молибденовое оруденение. М., «Наука», 1975.
3. Тожашевская И. С., Хамидуллин Я. Н. Предвестники разрушения образцов горных пород.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, № 5.

ПРИМЕНЕНИЕ ЛАБОРАТОРНЫХ ДАННЫХ, ПОЛУЧЕННЫХ НА ОБРАЗЦАХ ГОРНЫХ ПОРОД, ДЛЯ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ОЦЕНКИ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ МАССИВА

М. П. ВОЛАРОВИЧ, С. М. КИРЕЕНКОВА, Н. Р. НАДИРАШВИЛИ,
Н. Е. ПАЛЛАВАНДИШВИЛИ, И. С. ТОМАШЕВСКАЯ

Решение многих задач, стоящих перед науками о Земле, связано с изучением напряженного состояния земной коры, обусловленного тектоническими процессами. Знание напряженного состояния земной коры позволит понять процесс подготовки землетрясения, предотвратить горные удары в подземных выработках, оценить сейсмическую опасность в местах строительства, познать причину тектонических явлений и др. Работы в этом направлении начаты очень давно и успешно продолжаются [1—4].

В настоящее время для оценки напряженного состояния массива применяются геофизические методы. Одним из первых методов был разработан ультразвуковой метод исследования, основанный на изучении зависимости между скоростью прохождения упругих волн в среде и напряжением [4]. Он сочетает лабораторные исследования в условиях сложного напряженного состояния с полевыми измерениями, позволяя наиболее точно дать количественную и качественную оценку напряженного состояния массива.

В частности, ультразвуковой метод определения количественных показателей напряженного состояния массива успешно применяется на различных рудниках Чиатурского месторождения марганца [5]. С помощью этого метода решены такие актуальные вопросы технологии производства, как, например, оптимальное расположение взрывчатого материала по неоднородно напряженному горному массиву, расположение дифференциального крепления рабочего пространства очистной выработки с учетом напряженно-деформированного состояния краевой части обрабатываемого пласта и др.

Опыт использования этого метода выявил эффективность его применения при определении однородных, пологозалегающих рудоносных пластов, расположенных на небольшой глубине. Применение ультразвукового метода усложняется при исследовании неоднородных слоев разной мощности с прослойками вмещающих пород за счет неоднородности и высокого поглощения слоев и, как следствие, необходимости уменьшения базы прозвучивания. В подобных условиях более эффективным является ультразвуковой картаж шпуров, горизонтально пробуренных в стенках подземных выработок. Специфика применения этого метода требует бурения параллельных шпуров, контролируемых с помощью ультразвуковых зондов горный массив, расположенный между ними.

Как видно, в подобном случае ультразвуковой метод не дает уверенного ответа и для получения однозначного решения необходимо применение других физических методов. В качестве такого метода используется метод определения кажущегося электрического сопротивления массива, находящегося под переменной нагрузкой. Поскольку нагрузки вокруг отдельных выработок имеют различные значения и изменяются не только по величине, но и по характеру, для оценки напряженного состояния горного массива проведены исследования скоростей продольных волн и электрических свойств образцов в условиях одноосного и сложного напряженного состояния в лабораторных условиях.

Таблица 1

Порода	Плотность γ , г/см ³	v_p , км/с	Электросопротивление ρ , ом
1. Медная руда	3,62	6,04—6,95	3,0—0,75·10 ³
2. То же	2,98	3,44—6,37	0,65·10 ⁸ —1,85·10 ⁸
3. Порода кровли	2,37	2,58—3,70	1,1·10 ⁴ —0,3·10 ⁵
4. Кровля	2,24	3,52—3,74	3,2·10 ⁶
5. »	1,9	2,45	2,1·10 ⁴ —3,9·10 ⁴
6. Кровля, жгали	2,15	—	1,7·10 ⁴ —2,4·10 ⁴
7. То же	1,98	1,89—2,08	3,5·10 ⁴ —7,2·10 ⁴
7а. Карбонатная руда	2,1	1,7—2,2	0,13·10 ⁶ —3,6·10 ⁶
7б. Марганцевая руда	3,13	2,07—5,8	0,14·10 ⁵ —3,6·10 ⁶
7в. Песчаник	1,65	1,8—2,8	0,6·10 ⁷ —5,0·10 ⁷

Примечание. Здесь и в табл. 2 номера пород одни и те же.

Эксперименты проведены на образцах пород, вмещающих руду, и из кровли рудников: медного в ЧССР и марганцевых в районе Чиатуры и Никополя. В табл. 1 приведены средние значения плотности, пределы значений электросопротивления и скорости продольных волн образцов при атмосферном давлении. Наибольший разброс значений скорости продольных волн и плотности имеют образцы, содержащие вкрапления руды. Породы (3—7) из Чиатурских рудников отобраны с разной глубины. Глубина отбора H и ориентировочная прочность σ_{II} по среднестатистическим данным приведены в табл. 2.

Воздушно-сухие образцы испытывались на установке, позволяющей создавать всестороннее давление и независимое одноосное сжатие. Порядок проведения экспериментов следующий: сначала образец деформировался при атмосферном давлении, но в камере высокого давления, приблизительно до 70% от разрушающей нагрузки, при этом одноосная нагрузка прикладывалась ступенями. После каждого повышения одноосной нагрузки в образцах регистрировались скорости продольных волн и вели-

чина электрического сопротивления. На отдельных образцах измерялась продольная деформация. После первого цикла повышения и снятия одноосной нагрузки к образцу прикладывалось всестороннее давление в 50 кгс/см^2 , а при этом давлении к тому же образцу опять прикладывалась одноосная нагрузка. Такой цикл повторялся при всесторонних давлениях 100, 150, 200, 300 кгс/см^2 . Анализ полученных результатов показывает, что представленные образцы довольно четко разделяются на группы по величине электросопротивления в указанных условиях нагружения.

Таблица 2

Порода	$H, \text{ м}$	$\sigma_{\text{п}}, \text{ кгс/см}^2$
3	0,5—0,6	120—150
5	1,0	250
4	1,5	220
7	2,0	220—250
6	2,5	250—260

Характер изменения сопротивления под действием всестороннего давления и одноосной нагрузки очень разнообразный, даже в пределах одной группы, одного блока. Это различие вызвано, как показала работа [6], зависимостью величины электросопротивления от количественного состава образца, взаимного расположения рудной и вмещающей компоненты, распределением руды по объему образца, слоистостью и другими факторами. На рис. 1 приведено изменение электросопротивления в зависимости от одноосной нагрузки для отдельных образцов из разных групп пород при атмосферном и высоком давлении.

С увеличением гидростатического давления наблюдалось уменьшение электросопротивления в исследованных образцах. Как пример на рис. 2 дана зависимость электросопротивления от всестороннего давления для образцов 1 и 2 медной руды.

В результате приложения одноосной нагрузки происходит деформация образца и соответственно появляется добавочное изменение электрического сопротивления. Это изменение направлено как в сторону увеличения, так и в сторону уменьшения электросопротивления. Для большинства медных руд СССР характерно уменьшение сопротивления с увеличением одноосной нагрузки, для марганцевых руд сопротивление растет.

В процессе обработки полученного материала выявилась определенная связь между характером графиков и степенью нарушения сплошности образца, подтверждение которой требует постановки специальных исследований и статистики.

Параллельно с измерением электросопротивления определялись скорости продольных волн. Характер изменения $v_p = f(\sigma)$

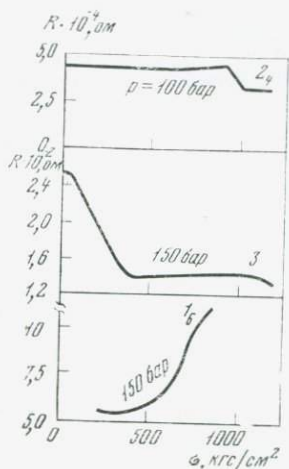


Рис. 1. Зависимость электросопротивления от одноосной нагрузки для отдельных образцов из разных групп пород при давлении p

Здесь и на рис. 3 и 5 цифры у кривых — породы по табл. 1, индексы — номера образцов

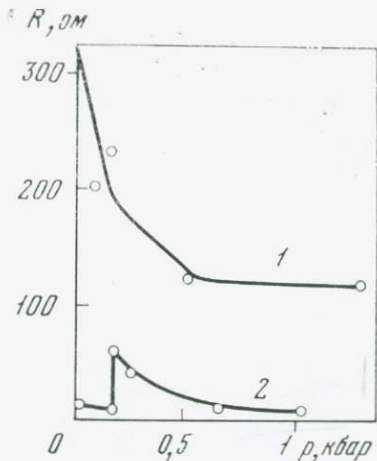


Рис. 2. Зависимость электросопротивления от всестороннего давления для двух образцов медной руды

в зависимости от типа готовящегося и происшедшего разрушения представлен на рис. 3. Например, разрушение образца $6a'$ при 170 кгс/см^2 не сопровождалось каким-либо резким изменением кривой $v_p = f(\sigma)$. В образце $5a'$ уменьшение v_p с нагрузкой наблюдается почти до разрушения. Непосредственно перед разрушением происходит небольшое увеличение скорости продольных волн. Подобные изменения v_p с увеличением одноосной нагрузки характерны для всех испытанных образцов карбонатной руды Никопольского бассейна и при испытаниях, проведенных в условиях повышенных гидростатических давлений.

В некоторых образцах медной руды кривые $v_p = f(\sigma)$ имели участки постоянного значения v_p , хотя σ непрерывно повышалось, а после некоторых значений σ (например, $\sigma = 250 \text{ кгс/см}^2$) v_p резко повышалось.

Задачи определения физических параметров рудоносных пластов тесно переплетаются с задачами, связанными с установлением напряженно-деформированного состояния горного массива, расположенного над горными выработками. Зачастую они представляют собой многослойные толщи горных пород, ориентированные горизонтально.

На рис. 4 приведен график изменения электросопротивления от одностороннего давления при нагружении и разгрузке для образца глинистого песчаника, представляющего породу кровли Чиа-турского месторождения марганца. При нагружении электрическое сопротивление образца, равное $22,5 \cdot 10^{-4} \text{ Ом}$, вначале

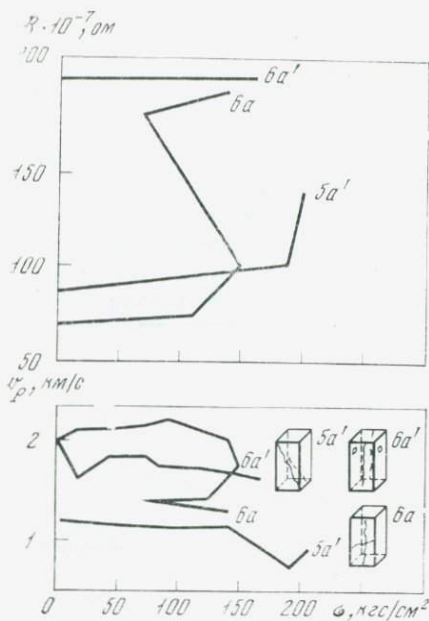


Рис. 3. Зависимость характера изменения функций $R - \sigma$ и $v_p - \sigma$ от типа готовящегося и прошедшего разрушения

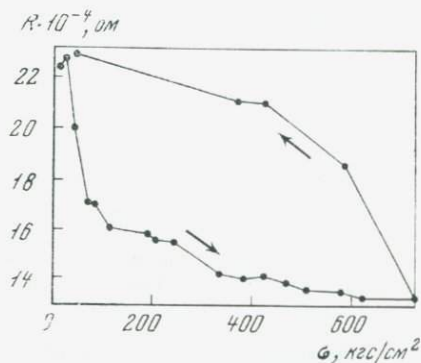


Рис. 4. Зависимость электрического сопротивления в образце глинистого песчаника от одностороннего давления при нагружении и разгрузке

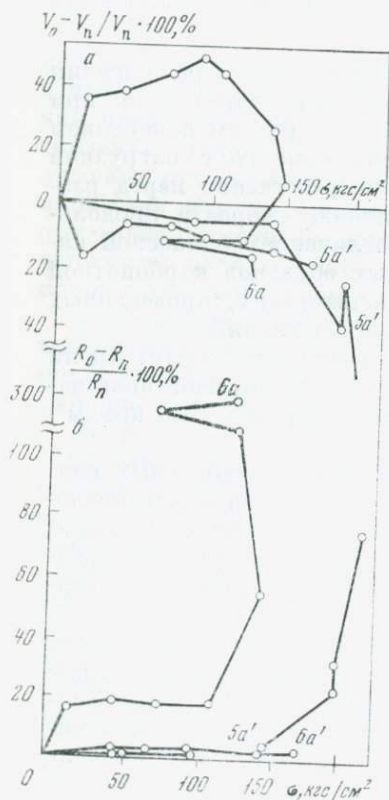


Рис. 5. Зависимость относительного изменения электросопротивления образцов карбонатной руды Никопольского месторождения марганца (б) и относительного изменения скорости продольных волн (а) от односторонней нагрузки

незначительно повышается, а затем резко уменьшается до $17 \cdot 10^{-4}$ ом при нагрузке 50 кгс/см^2 . Дальнейшее изменение зависимости $R = f(\sigma)$ происходит более равномерно и сопровождается уменьшением электрического сопротивления до значения $13 \cdot 10^{-4}$ ом. Уменьшение нагрузки на 150 кгс/см^2 сопровождается резким увеличением электросопротивления от $13,2 \cdot 10^{-4}$ до $18,5 \cdot 10^{-4}$ ом, которое далее изменяется менее интенсивно, а при полной разгрузке образца соответствует значению, наблюдаемому до начала нагружения.

Графики $R = f(\sigma, p)$, аналогичные приведенному, могут с успехом применяться для оценки напряженного состояния в горном массиве, где напряжения концентрируются в значительной степени. По сравнению с ультразвуковым методом изменение электросопротивления довольно значительное, даже при большой нагрузке. Анализ экспериментального материала показал сложность получения градуировочных кривых на одном-двух образцах. Для построения палеток изменения физических свойств в зависимости от напряженного состояния необходимо большое количество образцов и более точные сведения об их деформационной способности при обычных испытаниях на одноосное сжатие.

Однако возможности каждого из методов очевидны. Рассмотрим в качестве примера относительное изменение электросопротивления и скорости упругих волн при действии одноосной нагрузки для образцов Никопольской руды.

На рис. 5 даны графики относительного изменения электрического сопротивления образцов карбонатной руды Никопольского месторождения марганца в зависимости от одноосного сжатия. Образец *ба*, вырезанный параллельно слоистости, под действием осевой нагрузки дает скачок электросопротивления порядка 15—16% при нагрузке 10—15 кгс/см^2 и 110% при нагрузке 120—122 кгс/см^2 . Горизонтальный участок ломаной в интервале 15—120 кгс/см^2 обусловлен, как показывают исследования электрических свойств горных пород [6], улучшением контактов между зернами, уменьшением объема пор и улучшением контактов между образцом и торцами прессы. Наблюдаемое уменьшение напряжения при увеличении сопротивления связано с постепенным нарушением сплошности образца, наступившего после приложения нагрузки, соответствующей 140 кгс/см^2 .

В образце *ба'* наблюдалось постепенное увеличение электросопротивления (порядка 3%) с повышением одностороннего давления до 110 кгс/см^2 , затем интенсивное до 190 кгс/см^2 . Образец *ба'* показывает монотонное увеличение электросопротивления с ростом нагрузки вплоть до разрушения. Образец *ба* при $\sigma = 15$ —20 кгс/см^2 дает увеличение скорости около 36%. Максимальное относительное увеличение скорости отмечено при 90 кгс/см^2 . Затем наблюдается уменьшение относительного значения скорости и скорость становится ниже, чем в недеформированном образце. В образце *ба'* скорость изменяется монотонно, приблизительно, до

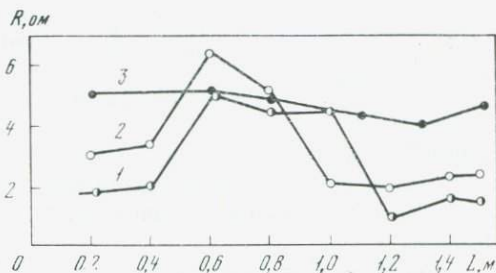
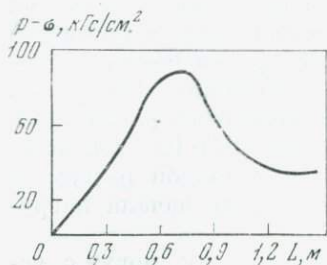


Рис. 6. Характер распределения напряжений у подготовительной выработки меднорудного месторождения Тисова (ЧССР)

$p - \sigma$ — напряжение; L — расстояние от устьев шпуров

Рис. 7. Зависимость электросопротивления R пород кровли, расположенных выше контура выработки, от глубины их залегания для шахты № 7-4 «Чиатурская»

1—3 — номера скважин

145 кгс/см², далее она резко увеличивается. Относительное изменение скорости в образце *ба* также невелико.

Как уже указывалось, напряжения в горном массиве с помощью ультразвукового метода успешно определяются на различных рудниках Чиатурского месторождения марганца [5]. Для месторождений с незначительной глубиной залегания нет необходимости определять скорости упругих волн при одноосном и сложнапряженном состоянии, так как различия в значениях скорости находятся в пределах точности измерений. Так, например, в образцах светлой и темно-бурой руды меднорудного полиметаллического месторождения Тисова у Краслицы (ЧССР) значения скорости v_p при одноосном и сложнапряженном состоянии незначительно отличаются друг от друга. Аналогичная картина наблюдается на образцах руд и вмещающих пород Никопольского месторождения марганца. Лабораторные данные, полученные на образцах, использованы для определения напряженных состояний массивов темно-бурых руд месторождения Тисова (ЧССР), максимальные напряжения, превышающие средние напряжения в 1,4—1,6 раз, находятся на глубине 0,3—0,5 м от обнаженной плоскости.

На рис. 6 показано перераспределение напряжений вокруг выработки, которое заканчивается на глубине 1,2—1,4 м. Причем такое распределение напряжений наблюдается с обеих сторон откаточного штрека и, вероятно, является характерным для всего месторождения в идентичных условиях геометрического и напряженных состояний.

В геофизике и горном деле часто встречаются задачи, связанные с определением напряженного состояния массива, представляющего тонкопереслоенные толщи. В таких случаях для коли-

чественной оценки напряженного состояния массива наиболее целесообразным является применение электрического метода.

Как пример на рис. 7 даны графики изменения электросопротивления пород кровли, расположенных выше контура выработки, в зависимости от глубины их залегания, для шахты № 7-4 «Чиатурская». Как видно, на глубине 0,3—0,6 м породы непосредственной кровли от начальной части заходки имеют максимальные значения электросопротивления, а в конечной — минимальные. С учетом влияния горного давления на изменение электропроводности кровли [7] это соответствует минимальным напряжениям у устья выработки и максимальным в конце заходки. Однако на большем расстоянии от поверхности кровли указанный порядок нарушается. Тем не менее на всех графиках отчетливо видно более напряженное состояние кровли на глубине 0,6—0,7 м. Максимальное зарегистрированное значение электросопротивления 6—7 ом, минимальное — 1—2 ом, последнее соответствует значениям, зафиксированным на обнажениях или на образцах естественной влажности.

Характер неравномерного распределения напряжений в кровле наблюдается в скважинах, пробуренных в непосредственной близости к выемочному штреку. Здесь зафиксированы высокие значения электросопротивления, которые в пределах проведенных измерений (до 2 м) меняются незначительно, а порой остаются постоянными.

Анализ полученных результатов позволяет заключить, что для более достоверного определения напряженного состояния массива целесообразно использовать одновременное измерение скоростей продольных волн и электрического сопротивления, а интерпретацию полученных результатов проводить на основе лабораторных экспериментов на образцах горных пород из данного массива, полученных при известных напряженных состояниях. Проведение таких измерений дает возможность оценить изменение напряженного состояния того или иного участка массива и даже принять профилактические меры, например, для предупреждения горных ударов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М., «Наука», 1975.
2. Ризниченко Ю. В., Ванек И., Сибек В. и др. Исследование горного давления геофизическими методами. М., «Наука», 1967.
3. Волярович М. П., Зарубишвили И. И., Томашевская И. С. и др. Изучение упругих свойств образцов горных пород для установления характеристик напряженного состояния массива на Чиатурском месторождении марганца.— В кн.: Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых, № 1. Новосибирск, СО АН СССР, 1966.
4. Силаева О. И. и др. Сейсмоакустические методы изучения напряженного состояния горных пород на образцах и в массиве.— Труды Геофиз. ин-та, 1956, № 34/161.
5. Зарубишвили И. И., Надирашвили Н. Р., Матарадзе Э. Д. Методика ультразвукового определения количественных показателей напряжений

- горных пород в массиве, примыкающем к выработкам.— В кн.: Измерение напряжений в массиве горных пород. Новосибирск, СО АН СССР, 1961.
6. Пархоменко Э. И. Электрические свойства горных пород. М., «Наука», 1965.
7. Петухов И. М., Дальнов А. С. Исследование напряженного состояния в мощных угольных пластах электрометрическим методом сопротивлений.— В кн.: Измерение напряжений в массиве горных пород. Новосибирск, СО АН СССР, 1972.

УПРУГИЕ ПАРАМЕТРЫ ГЕТЕРОГЕННЫХ СРЕД (МОДЕЛЕЙ ГОРНЫХ ПОРОД) ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ И ТЕМПЕРАТУРАХ

А. И. ЛЕВЫКИН, А. И. ФАРБЕРОВ, А. О. ГЛИКО

Глубинные недра Земли находятся под воздействием давления и температуры, оказывающих влияние на физические свойства вещества Земли. В ряде зон — слое пониженных скоростей, вулканических поясах, срединно-океанских хребтах и т. д. — температура в мантии близко подходит к температуре начала плавления или достигает ее. Предполагается, что вещество здесь представляет собой смесь твердой фазы и расплавленной легкоплавкой аморфной фазы [4]. Лабораторные исследования в основном ограничиваются изучением простых легкоплавких веществ (сплавы Вуда, водные рассолы и пр.) при атмосферном давлении [2—5].

Для интерпретации данных геофизических исследований глубоких недр Земли важное значение приобретает изучение физических свойств многокомпонентных материалов в интервалах размягчения и частичного плавления под давлением.

Выявлено, в частности, что при приближении к температуре плавления наиболее резкие изменения скоростей упругих волн в среде обусловлены в основном свойствами расплава, образовавшегося в пространстве между зернами и на их границах.

Цель настоящей работы — измерение скоростей упругих волн и плотности под давлением до 20 кбар в двухкомпонентных смесях песка разной зернистости с аморфным наполнителем — канифолью в интервале температур размягчения аморфной фазы. Подобные гетерогенные среды могут в первом приближении рассматриваться как модель горной породы при соответствующих термодинамических условиях.

Измерения проводили в камере типа поршень — цилиндр с внешним обогревом. Камера из твердого сплава ВК-8 с внутренним диаметром рабочего канала 12 мм и длиной 35 мм впрессовывалась в стальную поддержку, на внешнем периметре которой помещался проволочный нагреватель. Поршни из стали РФ-18 сдавливали

предварительно заключенный в свинцовую оболочку образец, помещенный в центре рабочего канала камеры. Через поршни осуществлялся ввод хромель-алюмелевых термопар, которые подводились к торцам образца. Точность в определении температуры в образце составляла 3—5° С. Определение v_P и v_S проводилось импульсным методом [6]. Выдержка времени на точке превышала 15 мин. При этом колебания температуры не превышали 3—5° С.

Кварцевые порошки состояли из близких по размерам изометричных зерен. Отклонение от среднего размера составляло 8—14%. Средний размер зерен, используемых в опытах кварцевых порошков, — 400, 100 и 50 мкм. Пористость порошков определяли взвешиванием определенного объема уплотненного вибрацией порошка с использованием табличных данных по плотности кварца. Она составила для порошков 400, 100 и 50 мкм соответственно 34,5, 38 и 47%. Объем канифоли в смесях несколько превосходил объем порового пространства, определенного по указанному способу, и составлял 39, 47 и 53% для порошков 400, 100 и 50 мкм.

Были измерены скорости продольных v_P и поперечных v_S упругих волн, а также декремент объема $\Delta V/V_0$ при давлениях до 18—20 кбар и комнатной температуре в канифоли и смесях № 1 (50 мкм), № 2 (100 мкм) и № 3 (400 мкм), а также v_P в сухих песках (50, 400 мкм). Результаты измерений приведены на рис. 1 и 2.

Наибольшее уменьшение объема наблюдается в канифоли. В смесях значения $\Delta V/V_0$ тем меньше, чем крупнее зерна кварца и соответственно меньше содержание в смеси аморфного компонента — канифоли. Значительное уменьшение объема канифоли с давлением связано с ее относительно высокой сжимаемостью, а также с микропористостью, обусловленной не совсем полной дегазацией перед опытом.

Кривые $\Delta V/V_0 = f(p)$ для канифоли и смеси № 1 имеют главный характер. С увеличением размеров зерен кварца появляются перегибы на кривых $\Delta V/V_0 = f(p)$, особенно отчетливо выявленные для наиболее крупнозернистой смеси № 3.

Для всех смесей значения скоростей продольных волн тем больше, чем меньше декремент объема. Канифоль, обладающая наибольшей сжимаемостью во всем диапазоне давлений, характеризуется наиболее низкими значениями v_P .

С ростом давления различия в скоростях сокращаются и при $p \geq 12$ кбар разница в v_P для смесей № 1 и 3 не превышает 0,15 км/с. Нарастание v_P с давлением для смесей более интенсивное, чем для канифоли.

Зависимости скоростей продольных волн в песках и смесях от давления описываются степенными функциями вида $v_P \sim c \cdot p^x$, где x — константа, зависящая от плотности упаковки среды.

При низких (4—6 кбар) давлениях мелкозернистый и крупнозернистый песок обнаруживает различные степенные зависимости ($x = 1/3,6$ для песка с $a = 50$ мкм и $x = 1/6,3$ для песка с $a = 400$ мкм). Значение $x = 1/3,6$ для мелкозернистого песка

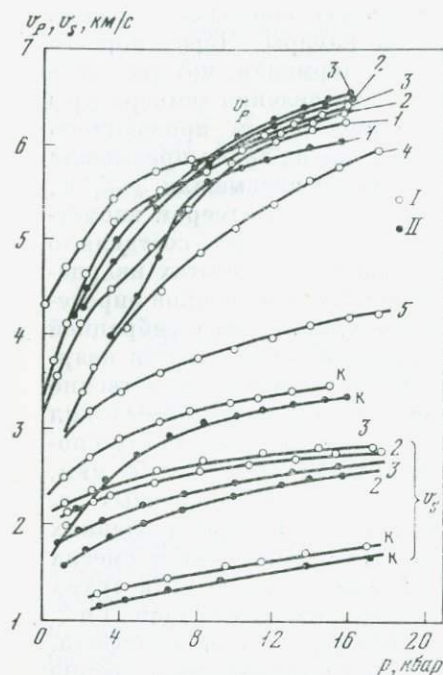


Рис. 1. Зависимость от давления при 20 (I) и 120° С (II) скоростей продольных и поперечных волн в канифоли (к), смесях кварцевого песка с канифолью № 1—3 (I—3) и в сухих песках (4 — 50; 5 — 400 мкм)

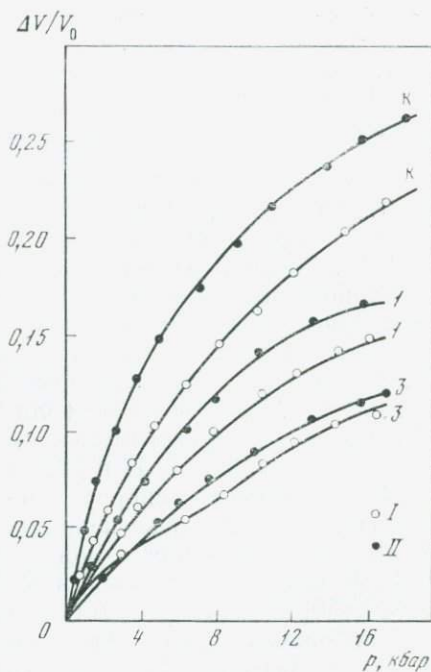


Рис. 2. Зависимость от давления при 20 (I) и 120° С (II) декремента объема для канифоли (к) и смесей кварцевого песка с канифолью (1 и 3)

близко к значению $x = 1/3,3$, характерному для модели произвольно упакованных сфер, имеющих как близкие, так и непосредственные контакты [7]. Крупнозернистый же песок, по-видимому, обнаруживает плотную упаковку, поскольку значение $x = 1/6,3$ близко к предсказываемому контактной теорией значению $x = 1/6$ для неизменного числа контактов [8, 9]. Различия в степенных зависимостях v_p от p для песков, обусловленные разными плотностями упаковок зерен, сохраняются и для соответствующих смесей: $\sim 1/3,8$ для смеси № 1 и $\sim 1/6,8$ для смеси № 3 в области давлений до $p \approx 6-9$ кбар. Более сильная степенная зависимость v_p от p для смеси № 1 обусловлена большей по сравнению со смесью № 3 «рыхлостью» ее структуры и соответственно более резким ростом числа контактов между зернами кварца с давлением.

Действительно, «пористость» смеси № 3 (34,5%) почти соответствует значению пористости (36%) так называемой «близкой произвольной упаковки сфер» (8,5 контактов на сферу, из них 6,4 непосредственных) [7]. «Пористость» же смеси № 1 (47%)

значительно выше пористости (40%) так называемой «слабой произвольной упаковки сфер» (7,1 контакта на сферу, из них 5,5 непосредственных).

При давлениях $p > 9-11$ кбар темп роста v_p с давлением падает, кривые $v_p = f(p)$ выполаживаются, показатели степени x принимают значения еще более низкие, чем теоретические (1/6) для неизменного числа контактов ($\sim 1/7$, $\sim 1/8,3$, $\sim 1/11,6$ для смесей № 1—3 соответственно).

Таким образом, поведение смесей при давлениях $p > 9-11$ кбар существенно отличается от их поведения при более низких давлениях (до $\sim 6-9$ кбар), где на рост v_p существенное влияние оказывает изменение числа контактов с давлением. Сильно сжатая «смазка» — канифоль вблизи границ зерен при $p > 9-11$ кбар, по-видимому, контролирует напряженное состояние границ зерен. Находясь в «порах», пленки канифоли препятствуют при больших давлениях превращению близких контактов в непосредственные. Медленное нарастание v_p при этих давлениях определяется в основном изменением упругости зерен кварца, а также канифоли, находящейся в межзерновых изометричных «порах».

При более высоких давлениях ($p \geq 14$ кбар) возможно появление локальных зон концентрации напряжений, пластических деформаций, микротрещин и дробления зерен кварца. Действительно, после эксперимента было обнаружено разрушение некоторых зерен кварца в смесях № 3.

Кривые $v_s = f(p)$ в отличие от кривых $v_p = f(p)$ не имеют столь заметных перегибов и характеризуются относительно плавным нарастанием скорости во всем диапазоне давлений для всех смесей и канифоли. Характер кривых $v_s = f(p)$ в смесях, вероятно, связан с сохранением канифольной «смазки» зерен во всем исследованном диапазоне давлений. Изменение сдвиговой упругости смесей с давлением определяется в основном свойствами канифоли, находящейся в межзерновых «порах». При $p > 9-10$ кбар v_s в смесях растет медленнее, чем в канифоли, так как число контактов между зернами остается неизменным, а сжатие межзерновой канифоли ограничено сжимаемостью «пор».

Сжимаемость двухфазных сред с увеличением температуры растет. Сильнее всего влияние температуры сказывается на сжимаемости канифоли. Кривые $\Delta V/V_0 = f(p)$ имеют плавный характер для канифоли и мелкозернистых смесей. Для крупнозернистой смеси кривая $\Delta V/V_0 = f(p)$ при 120°C имеет перегибы. Давление существенно снижает различие в сжимаемости при высокой и комнатной температурах.

Экспериментально найденные зависимости скоростей упругих волн в двухфазной среде от давления и температуры $v_p(p, t)$ и $v_s(p, t)$ определяются зависимостью плотности двухфазной среды от давления и температуры $\rho(p, t) = \rho_0 [1 - \alpha(p, t)]^{-1}$ (где $\alpha = \Delta V/V_0$ — декремент объема двухфазной среды), зависи-

мостями упругих модулей каждой фазы от давления и температуры $\mu_1(p, t)$, $K_1(p, t)$, $\mu_2(p, t)$, $K_2(p, t)$, возможным изменением распределения фаз в пространстве при изменении термодинамических параметров (в данном случае за счет неоднородности напряжений, дробления и т. д.).

Для физической интерпретации полученных экспериментальных результатов важно найти величину эффекта, связанного с изменением распределения фаз, и интервал значений термодинамических параметров, в котором происходит такая перестройка структуры среды.

Для этого определим параметр, характеризующий влияние эффекта перераспределения фаз на зависимости $v_P(p, t)$ и $v_S(p, t)$. Известно, что величины эффективных упругих модулей двухфазной среды могут быть оценены с помощью различных методов. Для наших целей достаточно использовать метод К. С. Александрова [10] и метод, аналогичный методу Фойгта — Реусса — Хилла для анизотропных сред [11]

$$\lg \bar{M} = c \lg M_1 + (1 - c) \lg M_2; \quad (1)$$

$$\bar{M} = \frac{1}{2} \left[cM_1 + (1 - c)M_2 + \sqrt{cM_2 + (1 - c)M_1} \right]. \quad (2)$$

Здесь

$$\bar{M} = \left[\frac{\bar{G}}{\bar{K} + 4/3\bar{G}} \right]; \quad M_{1,2} = \left[K_{1,2} + \frac{\mu_{1,2}}{4/3\mu_{1,2}} \right];$$

\bar{G} и \bar{K} — эффективные модули сдвига и объемного сжатия; c — концентрация 1-й фазы.

Определяя из экспериментальных кривых величину эффективного модуля

$$\bar{M}(p, t) = \left[\frac{v_S^2(p, t)}{v_P^2(p, t)} \right] \cdot \frac{\rho_0}{1 - \alpha(p, t)}$$

и зная величины $M_1(p, t)$ и $M_2(p, t)$, можно из уравнений (1) и (2) найти значения $c = c_{эф}(p, t)$. Из физических соображений ясно, что в случае, когда изменение термодинамических параметров не влияет на распределение фаз в пространстве, эффективная концентрация $c_{эф}(p, t)$ пропорциональна объемной концентрации $c_V(p, t)$:

$$c_{эф}(p, t) \sim c_V(p, t) = c_{V_0} \frac{1 - \alpha_1(p, t)}{1 - \alpha(p, t)}.$$

В нашем случае α_1 — декремент объема канифоли.

Для оценки влияния перераспределения фаз на скорости упругих волн будем использовать параметр $c_{эф}(p, t)/c_V(p, t)$.

Интервал давлений, в котором происходит наиболее ярко выраженное перераспределение фаз, характеризуется областью максимальных (по модулю) производных (d/dp) $(c_{эф}/c_V)$. Наоборот,

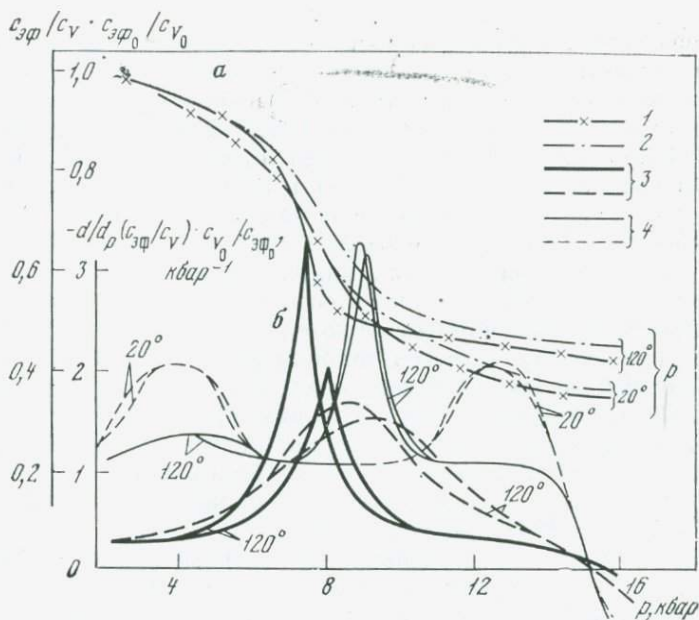


Рис. 3. Зависимости от давления при 20 и 120° С

а — отношения эффективной концентрации канифоли к объемной для смеси № 1, рассчитанного методами К. С. Александрова (1) и Фойгта — Геусса — Хилла (2); б — производной этого отношения $\frac{d}{dp} \left(\frac{c_{эф}}{c_v} \right)$ для смесей № 1 (3) и № 3 (4), рассчитанной методами К. С. Александрова и Фойгта — Геусса — Хилла

малость производной (d/dp) ($c_{эф}/c_v$) говорит о сохранении структуры среды.

На рис. 3, а приведены зависимости параметра $c_{эф}/c_v$ от давления для смеси со средним размером кварцевых зерен $a = 50$ мкм при двух температурах (20° и 120° С). Кривые нормированы на единицу при $p = 2$ кбар. Прежде всего отмечается чрезвычайно слабая зависимость ($c_{эф}/c_v$) (p) для S-волн по сравнению с зависимостью этого же параметра для P-волн. Эта особенность, характерная и для смесей с другими размерами кварцевых зерен, говорит о том, что изменение распределения фаз, происходящее в области $p = 6-8$ кбар, не оказывает большого влияния на изменения скоростей сдвиговых волн. Этот факт иллюстрируется рис. 3, а, на котором приведены экспериментальные зависимости $v_S(p)$ для двух температур и теоретические кривые, рассчитанные с помощью формул (1) и (2), в которых концентрация $c_{эф}$ бралась пропорционально объемной концентрации $c = Ac_v$, коэффициент пропорциональности $A = c_{эф}(2 \text{ кбар})/c_v(2 \text{ кбар})$.

В противоположность этому данные по P-волнам могут быть удовлетворительно объяснены только на основе нелинейной связи эффективной и объемной концентраций. С целью определения

областей наиболее сильно выраженного перераспределения фаз были построены графики производных $-(d/dp)(c_{эф}/c_V)$ (рис. 3, б).

Для всех трех смесей при 120°C наблюдается острый пик производной в области 6—10 кбар. Максимальные значения производной приходятся на 8 кбар для смеси с $a = 50$ мкм, на 8,5 кбар для смесей с $a = 100$ и 400 мкм. При 20°C наблюдаются значительно более пологие пики с максимумами на 9 кбар для смеси № 1, на 11 кбар для смеси № 2 и на 13 кбар для смеси № 3. Вероятно, общая природа этих пиков связана с выдавливанием канифоли из областей контактов соседних зерен в межзерновые промежутки и увеличением числа контактов зерен. Наряду с этими общими для всех трех смесей закономерностями для смеси № 3 с наименьшей из исследуемых сред концентрацией канифоли $c_V^* = 0,39$ наблюдается еще один пик производной в области 2—6 кбар, отражающий эффект закрытия пор. Этот эффект несуществен для смесей с более высокой концентрацией канифоли и соответственно с малым процентом пористости ($a = 50$ мкм, $c_V = 52\%$; $a = 100$ мкм, $c_V = 48\%$).

Наконец, смена знака производной при давлениях $p \geq 15$ кбар свидетельствует о возрастании эффективной концентрации канифоли и отражает, как было уже сказано, начинающийся процесс разрушения зерен. Следы этого дробления были замечены при микроскопических исследованиях после опытов.

Предложенный метод определения интервалов термодинамических параметров, в которых происходит перераспределение фаз, представляется весьма ценным при интерпретации экспериментальных данных в условиях высоких термодинамических параметров.

Обнаруженное явление резкой перестройки структуры двухфазной среды в интервале размягчения под давлением может качественно соответствовать природному процессу — магмоотделению. Интенсивное отделение выплавов из межзернового пространства при их объемной концентрации в 40—50% может начинаться при падении давлений до 7—10 кбар. Эти значения критической доли выплавов близки к имеющимся теоретическим оценкам [12], а давления соответствуют глубинам, где располагаются верхние части мантийных очагов, питающих вулканы [13]. Выявленный характер влияния температуры на v_P и v_S в интервале размягчения аморфной фазы при высоких давлениях может дать ключ к объяснению наблюдаемой в ряде районов четкой выраженности слоя пониженных скоростей в S -волнах при отсутствии его для P -колебаний [14].

ЛИТЕРАТУРА

1. Магницкий В. А. Слой низких скоростей верхней мантии Земли. М., «Наука», 1968.
2. Spetzler H., Anderson D. L. The effect of temperature and partial melting on velocity and attenuation in simple binary system.— J. Geophys. Res., 1968, 73, 18.

3. *Sleep N. H.* Segregation of magma from a mostly crystalline mush.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1975, 85.
4. *Stocker R. L., Gordon R. V.* Velocity and internal friction in partial.— *J. Geophys. Res.*, 1975, 80, N 35, 4828—4836.
5. *Nakagawa K.* Temperature variation of static viscosity, internal friction and elastic constants in resin and their mutual relationships.— *J. Seismol. Soc. Japan (Zisin)*, 1971, 24, 4.
6. *Воларович М. П., Левыкин А. И.* Измерение скоростей продольных упругих волн в образцах горных пород при давлениях до 40 000 кг/см².— *ДАН СССР*, 1965, 165, № 6.
7. *Bernal J. D., Mason G.* Coordination of randomly packed spheres.— *Nature*, 1960, 188.
8. *Pilbeam C. C., Vaisnys J. R.* Acoustic velocities and energy losses in granular aggregates.— *J. Geophys. Res.*, 1973, 78, N 5.
9. *Warren N., Anderson O. L.* Elastic properties of granular material under uniaxial compaction cycles.— *J. Geophys. Res.*, 1973, 78, 29.
10. *Александров К. С.* К вычислению упругих констант поликристаллических материалов.— *ДАН СССР*, 1967, 176, 2.
11. *Беликов Б. П., Александров К. С., Рыжова Т. В.* Упругие свойства породообразующих минералов. М., «Наука», 1970.
12. *Артюшков Е. В.* Дифференциация по плотности вещества Земли и связанные с ней явления.— *Изв. АН СССР. Физика Земли*, 1970, № 5.
13. *Фарберов А. И.* Магматические очаги вулканов Восточной Камчатки по сейсмологическим данным. Новосибирск, «Наука», 1974.
14. *Магницкий В. А., Жарков В. Н.* Природа слоев пониженных скоростей сейсмических волн в верхней мантии Земли.— В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. Верхняя мантия, № 7. М., «Наука», 1970, с. 197—212.

ВЛИЯНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ НА СКОРОСТЬ ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН В ГОРНЫХ ПОРОДАХ ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ

Е. И. БАЮК, Р. В. ТЕДЕЕВ

Современное представление о строении Земли основано главным образом на данных сейсмологии. Для уточнения вещественного состава Земли эти данные целесообразно дополнить исследованиями скоростей упругих волн в горных породах разного состава. Поскольку в недрах Земли горные породы находятся под воздействием давления и температуры, возрастающих с глубиной, наибольшую ценность имеют результаты, полученные при высоких значениях термодинамических параметров. Ввиду трудоемкости проведения подобных исследований, требующих создания специальной аппаратуры и преодоления ряда методических затруднений, сведения о них ограничены [1—3]. К тому же основная доля этих работ посвящена изучению лишь скоростей продольных волн. Между тем для характеристики вещества Земли не меньшее значение имеют данные о скоростях поперечных волн.

Настоящая работа посвящена изучению скоростей поперечных волн в некоторых горных породах при одновременном воздействии на них высокого давления (до 4 кбар) и температуры до 300° С, что соответствует глубине до 15 км. Образцы горных пород испытывали в установке высокого гидростатического давления до 5 кбар, разработанной в ИФЗ АН СССР [1]. Нагревание образцов при различных давлениях производилось специально сконструированной печью (мощностью до 1,5 квт), размещенной внутри камеры высокого давления [4]. Скорости упругих волн в образцах горных пород измеряли с помощью ультразвуковой аппаратуры, состоящей из стандартного импульсного генератора типа Г5-15, широкополосного усилителя типа УШ-10, электронного осциллографа типа С1-13А и пьезоэлектрических преобразователей.

Методика измерения скоростей поперечных волн. Методика измерения скоростей упругих волн может оказывать определенное влияние на точность и достоверность данных по упругим характеристикам горных пород. Целесообразнее выполнять одновременное измерение продольных и поперечных волн на одном и том же образце в процессе одного опыта, так как при раздельном определении скоростей упругих волн на двух образцах из одной и той же породы на результаты могут оказывать влияние петрографические различия в образцах. Определение же скоростей v_p и v_s из двух опытов на одном и том же образце может дать большую ошибку из-за возможных необратимых изменений в породе в процессе первого опыта под действием высокого давления и температуры. Поэтому было уделено много внимания методике измерения скоростей из одного опыта [5]. С этой целью был опробован метод продольного профилирования [6]. Ввиду невозможности перемещения приемника во время эксперимента при высоких давлениях для приема колебаний использовалось несколько датчиков, неподвижно установленных вдоль образца на определенных расстояниях от излучателя.

Значения скоростей продольных и поперечных волн при атмосферных давлениях сравнивались со значениями v_p и v_s , определенными на тех же образцах методом прозвучивания. Как видно из табл. 1, согласие между данными обоих методов хорошее (в пределах 2%). Некоторое несоответствие скоростей упругих волн для образцов из одного куска керна, не превышающее 3—4%, вполне закономерно.

На рис. 1 показаны типичные зависимости измеренных скоростей продольных и релеевских волн и рассчитанной по ним скорости поперечных волн от давления для каменной соли. К сожалению, имеющаяся установка высокого давления не позволила воспользоваться этим методом в опытах при одновременном воздействии на горные породы высоких температуры и давления. Из-за размещения печи внутри камеры пришлось значительно уменьшить диаметр испытываемых образцов (до 15—20 мм), что привело к резкому ухудшению прослеживаемости релеевской волны.

Таблица 1

Скорости продольных, поперечных и релевских волн при атмосферном давлении и комнатной температуре для образцов соли из скважин Припятской впадины

Номер образца	Площадь отбора керна	H, м	v_P , км/с	v_R , км/с	v_S , км/с	Примечание
110	Наровлянская	2434—2460	4,55	—	2,65	1
121	Октябрьская	587—592	4,21	2,25	2,45	2
121	»	587—592	4,33	2,18	2,40	3
121	»	587—592	4,30	—	2,39	1
124	»	761—766	4,00	2,16	2,40	2
124	»	761—766	4,00	2,12	2,30	3
195	Тульговичская	1818—1821	4,00	2,14	2,35	3
196	»	1825—1831	4,60	2,42	2,70	2
196	»	1825—1831	4,60	2,39	2,64	3
196	»	1825—1831	4,61	—	2,75	1
137	»	1860—1862	4,50	2,28	2,52	3
137	»	1860—1862	4,50	—	2,54	1

Примечание. 1 — метод прозвучивания на частотах 1,8 Мгц для продольных волн и 1 Мгц для поперечных волн; 2 и 3 — метод профилирования на частотах соответственно 1,8 Мгц и 240 кгц.

В опытах при высоких температурах применялся метод прозвучивания. Скорости продольных и поперечных волн определялись в процессе двух опытов на образцах из одного куска керна. В качестве излучателей использовались пьезоэлектрические кварцевые пластины X- и Y-срезов, а также датчики продольных и сдвиговых колебаний из керамики ЦТС.

Методика проведения экспериментов при высоких давлениях и температурах. При выборе методики проведения экспериментов руководствовались тем, что для выяснения влияния на скорость упругих волн каждого из термодинамических параметров (давления или температуры) при одновременном их воздействии на образцы горных пород следует получить семейство изотермических зависимостей скорости от давления или изобарических зависимостей скорости от температуры. Отработка методики получения изобарических зависимостей скорости от температуры производилась при регистрации скоростей v_P , так как измерение скоростей поперечных волн — более трудоемкий процесс, чем измерение скоростей продольных волн.

Испытания образцов разных горных пород при высоких значениях термодинамических параметров показало, что нагревание пород до определенной температуры, характерной для каждой породы при данном давлении, приводит к монотонному и обрат-

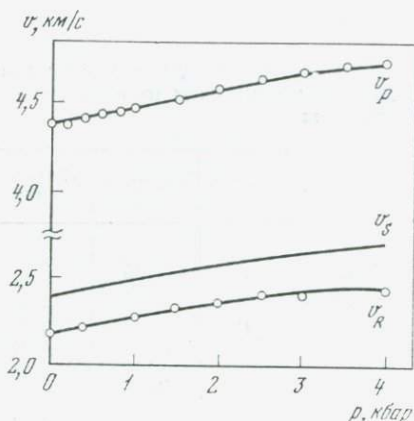


Рис. 1. Зависимость скоростей продольной, поперечной и релеевской волн от давления для образца соли 196

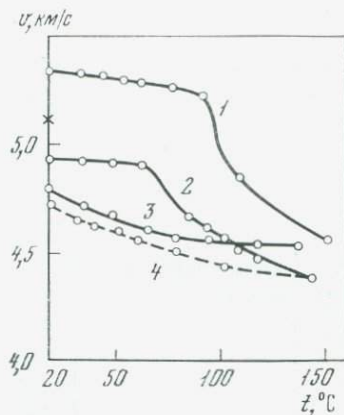
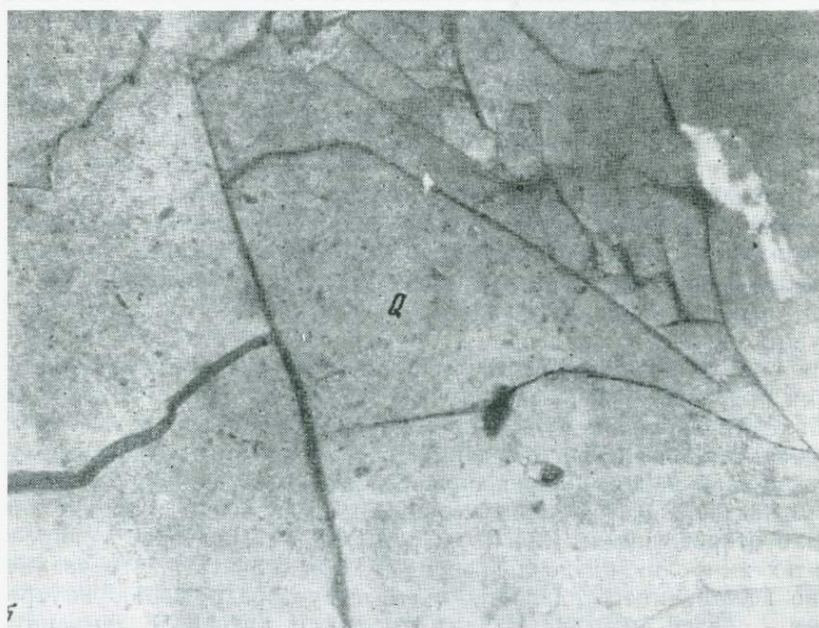
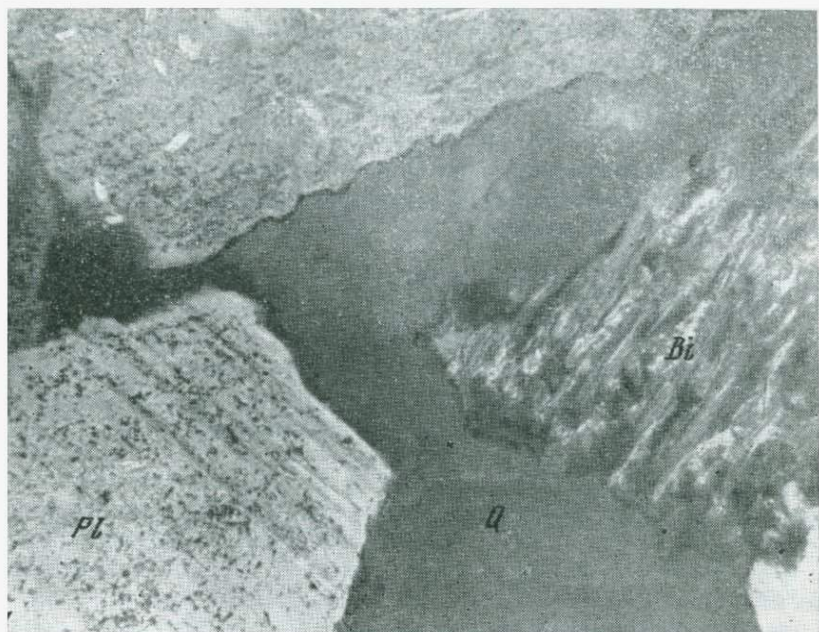


Рис. 2. Изобарические зависимости скорости продольных волн от температуры для гранита 2919

p , кбар: 1—0,3; 2—0,5; 3—1; 4—0,5 (обратный ход)

тому изменению скорости упругих волн, а выше этой температуры — к резкому и необратимому. Это иллюстрируется рис. 2, где представлены зависимости скорости продольных волн от температуры при разных постоянных давлениях для гранита 2919. Как видно, при воздействии температуры на образец гранита 2919 при постоянном давлении 0,3 кбар скорость сначала уменьшается незначительно и монотонно, а при 100° С резко падает. Это объясняется тем, что при нагревании в образцах горных пород возникают термоупругие напряжения, ослабляющие внутренние связи между кристаллитами горной породы, причем тем сильнее, чем выше температура нагрева. Из-за ослабления и ухудшения внутренних связей в горной породе скорости упругих волн уменьшаются. Выше некоторой температуры в определенных областях горной породы термоупругие напряжения начинают преобладать над внутренними силами, что приводит к разрыву внутренних связей и, следовательно, к необратимым изменениям, к микротрещинообразованию. С дальнейшим повышением температуры процесс микротрещинообразования развивается все более интенсивно, что является причиной резкого уменьшения скоростей упругих волн в горных породах.

Свидетельством необратимых изменений в горных породах могут послужить данные по второму и третьему циклам нагревания при давлениях 0,5 и 1 кбар образца гранита 2919 (см. рис. 2) и описания шлифов из этого гранита до и после воздействия температуры и давления (рис. 3). После проведения первого цикла нагревания при давлении 0,3 кбар и остывания образца до комнатной температуры скорость в граните была весьма низкой, и даже



ис. 3. Микрофотографии шлифов гранита 2919 (*Q* — кварц, *Pl* — плагиоклаз, *Bt* — отит) до воздействия температуры и давления (*a*), после воздействия (*б*), $\times 55$, николи+

повышение давления до 0,5 кбар оказалось недостаточным, чтобы скорость достигла своего первоначального значения при атмосферном давлении (крестик на рис. 2).

Как показало исследование шлифов (см. рис. 3), это связано с тем, что после воздействия температуры количество трещин в граните увеличилось в 2—3 раза. Трещины секут все зерна. Полевые шпаты растрескиваются по плоскостям спайности, а в зернах кварца наблюдаются ветвящиеся трещинки. Плоскости

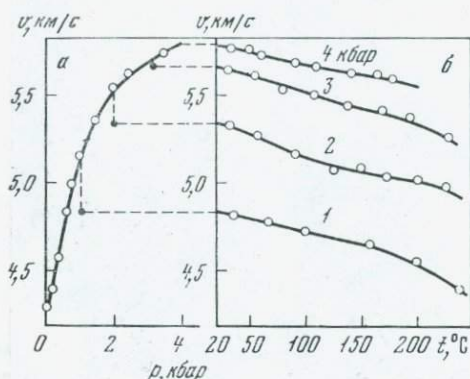


Рис. 4. Зависимости скорости продольных волн в образце гранита 2628

а — от давления при температуре 20 °С;
б — от температуры при давлениях 4, 3, 2 и 1 кбар

спайности в зернах полевых шпатов проявляются резче, в отдельных случаях по ним наблюдаются микросдвиги.

С целью расширения диапазона температур, в котором скорость обладает обратимым характером изменения, была опробована другая методика проведения экспериментов. По новой методике вначале при постепенном повышении давления до наибольшего снималась зависимость скорости от давления при комнатной температуре (рис. 4, а). Затем при наибольшем давлении проводился первый цикл температурных исследований, а вслед за ним — последующие циклы при меньших давлениях (рис. 4, б).

Как и ожидалось, увеличение всестороннего давления не нарушило характера изменения скорости от температуры и повысило значение температуры, при которой скорость плавно изменяется. Как видно из экспериментальных данных для гранита 2628, при давлении 4 кбар в исследованном интервале температур 20—200°С не замечается резкого падения скорости, что свидетельствует о том, что в породе не произошло никаких необратимых изменений. Это подтверждается точным совпадением значения скорости в начале второго цикла (при 3 кбар и 20°С) со значением скорости в тех же условиях до нагревания. Можно считать, что увеличение всестороннего давления препятствует разрушению внутренних связей, благодаря чему в данном интервале температур в породе не протекает процесс микротрещинообразования. Возникающие же в конце второго (3 кбар) и последующих (2 и 1 кбар) циклов термоупругие напряжения полностью не могут компен-

сироваться всесторонним давлением, что является причиной необратимых изменений в породе при этих циклах (см. рис. 4, а, б).

Таким образом, разработанная методика исследования позволяет контролировать характер изменения скорости с температурой, т. е. устанавливать обратимость или необратимость полученных зависимостей. Увеличение всестороннего давления расширяет диапазон температур, в котором скорость изменяется обратимо. Характер зависимостей скорости от температуры при разных постоянных давлениях в обратимых участках одинаков и близок к линейному.

Эти утверждения дали нам возможность проводить дальнейшие температурные эксперименты только при одном постоянном, но наибольшем значении давления (обычно 3—4 кбар). При желании данные последующих циклов могут быть восстановлены по зависимостям скорости от давления при комнатной температуре и скорости от температуры при постоянном высоком (3—4 кбар) давлении.

Экспериментальные результаты. Характер изменения скорости поперечных волн v_S от давления и температуры в целом совпадает с изменением скорости продольных волн v_P . В некоторых метаморфических породах исследовалось изменение скоростей v_P и v_S от давления при 20° С и от температуры при $p = 4$ кбар для образцов, вырезанных вдоль (индекс 1) и перпендикулярно (индекс 3) слоистости (табл. 2). Для испытанных образцов наблюдалось более сильное увеличение скорости продольных волн, чем скорости поперечных волн, особенно в начальной области давлений (до 1 кбар). В образце 3851₃ в интервале давлений 0,001—4 кбар v_P возросла на 37%, а v_S — на 15%. В образце 3851₁ v_P и v_S увеличились соответственно на 7 и 5%.

Изменение v_S от температуры при давлении 3—4 кбар, как и v_P , является монотонным и линейным. Но степень уменьшения скорости с температурой для поперечных волн немного меньше, чем для продольных. При давлении 4 кбар в интервале температур 20—200° С v_P в метаморфических сланцах и гнейсах уменьшается на 5,8—8,3%, а v_S — на 4,3—7,9%.

На основании полученных результатов по скоростям поперечных и продольных волн для некоторых горных пород подсчитано отношение v_P/v_S (табл. 3), являющееся важной геофизической характеристикой, позволяющей судить о состоянии вещества Земли. Из табл. 3 видно, что с увеличением давлений при комнатной температуре отношение v_P/v_S для метаморфических сланцев и гнейсов растет. Некоторое уменьшение отношения v_P/v_S для каменной соли объясняется пластическими свойствами соли и характером изменения скоростей $v_{P,S}$ от давления (линейный характер). Отношение же скоростей v_P/v_S с ростом температуры до 200° С при давлении 4 кбар незначительно понижается.

Линейный характер зависимостей скоростей упругих волн от температуры при высоких давлениях позволил нам рассчитать

Таблица 2

Скорость поперечных волн в образцах метаморфических пород в функции давления и температуры

Порода	p, кбар при 20° С						t°, С, при 4 кбар					
	0,001	0,2	0,6	1	2	4	20	50	100	150	200	
Эпидот-амфибол-биотитовый сланец												
3853 ₁	3,04	3,08	3,15	3,22	3,32	3,47	3,47	3,45	3,41	3,37	3,32	
3853 ₃	2,85	2,91	3,04	3,14	3,26	3,42	3,42	3,39	3,36	3,32	3,25	
Гранат-амфиболовый гнейс												
3852 ₁	2,72	2,82	2,95	3,07	3,26	3,40	3,40	3,38	3,31	3,25	3,18	
3852 ₃	2,46	2,58	2,73	2,87	3,14	3,28	3,28	3,25	3,19	3,13	3,07	
Кварц-амфибол-полевошпатовый сланец												
3851 ₁	3,57	3,63	3,69	3,71	3,73	3,76	3,76	3,73	3,66	3,57	3,49	
3851 ₃	3,10	3,25	3,37	3,44	3,51	3,56	3,56	3,52	3,45	3,36	3,28	

Таблица 3

Отношение скоростей v_P/v_S в горных породах в функции давления и температуры

Порода	р, кбар, при 20° С						t°, С, при 4 кбар					
	0,001	0,2	0,6	1	2	4	20	50	100	150	200	
Каменная соль												
196	1,75	1,75	1,75	1,75	1,70	1,67	—	—	—	—	—	
199	1,82	1,80	1,79	1,79	1,78	1,76	—	—	—	—	—	
Эпидот-амфибол-биотитовый сланец												
3853 ₁	1,725	1,740	1,745	1,747	1,750	1,750	1,750	1,735	1,725	1,722	1,720	
3853 ₃	1,665	1,680	1,700	1,720	1,748	1,755	1,755	1,740	1,725	1,715	1,711	
Гранат-амфиболовый гнейс												
3852 ₁	1,735	1,738	1,760	1,785	1,800	1,825	1,825	1,820	1,814	1,808	1,806	
3852 ₃	1,520	1,645	1,722	1,775	1,800	1,835	1,835	1,832	1,815	1,810	1,803	
Кварц-амфибол-полевошпатовый сланец												
3851 ₁	1,775	1,780	1,787	1,785	1,800	1,802	1,802	1,802	1,800	1,797	1,794	
3851 ₃	1,550	1,640	1,760	1,810	1,838	1,842	1,842	1,840	1,831	1,825	1,833	

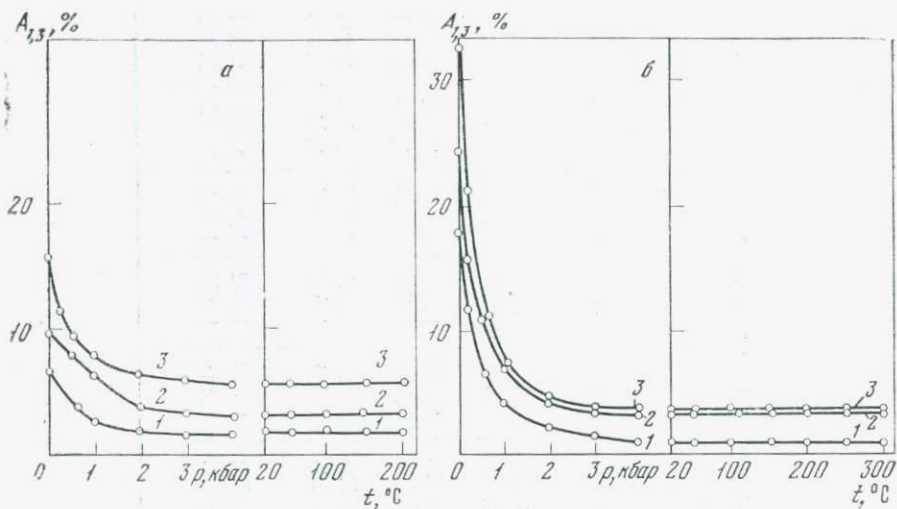


Рис. 5. Зависимость коэффициентов анизотропии скоростей v_s (а) и v_p (б) для образцов кристаллического сланца 3853 (1) и гнейсов (2 и 3) от давления при 20°C и от температуры при $p = 4$ кбар

температурные коэффициенты скоростей v_p и v_s для горных пород. Для продольных волн эти данные приводились в работе [4]. Близкими к ним по порядку величины, но меньшими значениями обладают температурные коэффициенты скорости поперечных волн. Так, в эпидиот-амфибол-биотитовом сланце 3853 величина температурного коэффициента для продольных волн составляет $(31-35) \cdot 10^{-5}$ град $^{-1}$, а для поперечных волн — $(24-25) \cdot 10^{-5}$ град $^{-1}$. То же самое наблюдается в образцах гранат-амфиболового гнейса 3852 и кварц-амфибол-полевошпатового сланца 3851, где эти коэффициенты имеют соответственно следующие значения: для v_p — $(41-43) \cdot 10^{-5}$, для v_s — $(35-36) \cdot 10^{-5}$ и $(40-44) \cdot 10^{-5}$ град $^{-1}$.

Большое внимание было уделено изучению влияния температуры при высоких давлениях на v_p и v_s в образцах, вырезанных вдоль и поперек слоистости из пород, обладающих анизотропными свойствами. Изучение анизотропии скоростей упругих волн, как известно, имеет важное значение как при интерпретации данных полевых сейсмических наблюдений [7, 8], так и при рассмотрении напряженного состояния массивов горных пород [9]. Определение коэффициентов анизотропии скоростей v_p и v_s в образцах горных пород показало, что они обладают довольно большими значениями при атмосферном давлении, и, как правило, уменьшаются с повышением давления [1, 10].

На рис. 5, а показаны графики изменения коэффициентов анизотропии скорости v_s в функции давления при комнатной температуре и в функции температуры при высоком давлении 3–4 кбар

для образцов кристаллических сланцев и гнейсов. Как и для продольных волн (рис. 5, б), анизотропия скорости v_S уменьшается с увеличением давления и при давлениях выше 1,5—2 кбар остается почти постоянной. Но коэффициент анизотропии скорости продольных волн v_P оказывается меньшим.

При воздействии температуры в условиях высокого давления (рис. 5, а, б) не наблюдается систематического изменения коэффициентов анизотропии скоростей v_P и v_S для исследованных горных пород. Величины коэффициентов анизотропии иногда несколько варьируют в пределах 2—5%. Таким образом, можно считать, что температура практически не оказывает влияния на анизотропию скоростей упругих волн в кристаллических сланцах и гнейсах, если породы подвергнуты воздействию давления в несколько килобар.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Волярович М. П., Баюк Е. И., Левыкин А. И., Томашевская И. С.* Физико-механические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М., «Наука», 1974.
2. *Лебедев Т. С.* Физические свойства пород литосферы в условиях больших глубин.— В кн.: Проблемы физики Земли на Украине. Киев, «Наукова думка», 1975.
3. Ультразвук в геофизике. М., «Мир», 1964.
4. *Баюк Е. И., Тедеев Р. В.* Скорость продольных волн в образцах горных пород при одновременном воздействии высоких давлений и температур.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1974, № 8.
5. *Волярович М. П., Баюк Е. И., Тедеев Р. В.* Изучение упругих свойств каменной соли при высоких всесторонних давлениях до 4 кб.— ДАН БССР, 1972, 16, № 1.
6. *Силаева О. И.* Исследование с помощью ультразвука скоростей упругих волн и других параметров в образцах горных пород при одностороннем давлении.— Труды Ин-та физики Земли, 1962, № 27.
7. *Лукк А. А., Нерсесов И. Л.* Строение верхней части оболочки Земли по наблюдениям над землетрясениями с промежуточной глубиной очага.— ДАН СССР, 1965, 162, № 3.
8. *Епинатьева А. М., Невский М. В.* и др. Экспериментальное изучение анизотропии скоростей в осадочных толщах.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, № 4.
9. *Силаева О. И., Баюк Е. И.* О природе анизотропии упругих свойств горных пород.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1967, № 12.
10. *Тедеев Р. В., Баюк Е. И., Волярович М. П., Левитова Ф. М.* Влияние температуры на анизотропию скорости продольных волн в горных породах при высоких давлениях.— ДАН СССР, 1973, 209, № 1.

ОТНОШЕНИЕ СКОРОСТЕЙ ПРОДОЛЬНЫХ И ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН В СУХИХ И ВОДОНАСЫЩЕННЫХ ОБРАЗЦАХ ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ ДАВЛЕНИЯХ ДО 2 КБАР

М. П. ВОЛАРОВИЧ, В. А. БУДНИКОВ

В условиях верхней части земной коры горные породы, как известно, могут представлять собой многофазную систему, состоящую из твердой, жидкой и газообразной фаз. В этой связи представляет несомненный интерес изучение влияния насыщающей жидкости на акустические характеристики горных пород. Следует отметить, что для высокопористых осадочных пород, особенно для пород-коллекторов, уже накоплен довольно обширный экспериментальный материал о скоростях распространения в основном продольных волн при насыщении этих пород различными жидкостями [1, 2]. Для низкопористых кристаллических пород эффект влияния жидкой фазы на скорости распространения упругих волн был обнаружен сравнительно недавно, а полученные к настоящему времени результаты пока не дают возможности полностью выяснить физическую сторону наблюдавшихся явлений [1, 3, 4, 5—8].

Настоящая работа была предпринята с целью получить дополнительный экспериментальный материал о влиянии влажности на скорости продольных и поперечных волн и их отношение под давлением до 2 кбар в образцах осадочных и кристаллических пород. Образцы насыщались дистиллированной водой под вакуумом до полного насыщения. Опыты под гидростатическим давлением проводились в установке ВД-2 [9]. При испытаниях образцы помещались в специальный контейнер, схема которого показана на рис. 1.

Результаты измерения скоростей упругих волн приведены в табл. 1 как средние для нескольких образцов каждой породы. У доломитов различие в скоростях продольных волн под давлением определяется в основном разницей в скоростях после насыщения. Для доломита 01 при давлениях 0,6—1,6 кбар скорости продольных волн в сухом и насыщенном состояниях одинаковы. Зависимости скоростей поперечных волн от давления у этой породы для сухого и насыщенного состояния тоже одинаковы. В обоих случаях наблюдается увеличение скоростей на 10—15%, причем наиболее интенсивный рост происходит до давления 0,4 кбар. У доломита 05 скорость поперечных волн в сухих образцах почти не меняется с давлением, а в насыщенных уменьшение скорости на 20% после насыщения полностью компенсируется увеличением скорости при давлении 0,4 кбар.

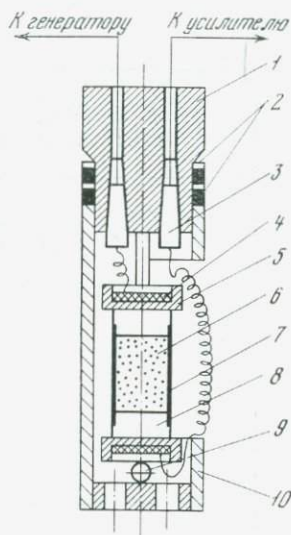
У известняка 02 давление не меняет разницы в скоростях продольных волн после насыщения. Обе зависимости почти линейны и медленно повышаются с давлением. У известняка 03 увеличение скоростей продольных волн с давлением в сухих образцах

привело к тому, что начиная с давления 0,4 кбар скорости в сухом и насыщенном состояниях одинаковы. В известняке 04 нет различий в скоростях продольных волн во всем интервале давлений. Скорость поперечных волн в известняках 02 и 03 в сухих образцах больше, чем в насыщенных в среднем на 3% при всех давлениях. В известняке 04 начиная с давления 0,2 кбар скорости поперечных волн совпадают и почти не меняются с давлением.

Совпадение скоростей продольных волн в сухом и насыщенном состояниях наблюдалось у габбро-амфиболита и гнейса 15, а в

Рис. 1. Схема контейнера установки ВД-2 для измерения скоростей упругих волн под гидростатическим давлением до 2 кбар

- 1 — корпус электроводов;
- 2 — уплотнительные кольца;
- 3 — конусные электроводы;
- 4 — пьезокерамический преобразователь ультразвуковых колебаний;
- 5 — корпус датчика;
- 6 — образец породы (диаметр 16 мм, высота 32 мм);
- 7 — резиновая оболочка;
- 8 — торцевая накладка;
- 9 — сферический шарнир;
- 10 — корпус контейнера



граните и гранодиорите скорости в насыщенных образцах больше при всех давлениях. Для гранодиорит-порфира 14 получены аналогичные результаты, хотя общее изменение скоростей продольных волн в этой породе меньше и не превышает 5%. У биотитового гранита увеличение скоростей продольных волн с давлением в сухих образцах достигает 40%, а в насыщенных — 18—19%. Качественно подобные результаты получены для гранодиорит-порфира 12 и гнейса 06. В сухих образцах гранитоидных пород по мере приложения давления скорости поперечных волн растут, хотя и не одинаково для всех пород. В гранодиорите, биотитовом граните и гранодиорит-порфире 12 скорости под давлением увеличились более чем на 20%, а в гранодиорит-порфире 14 всего на 4,5%. У плагиогранита и гранодиорита различие в скоростях поперечных волн для сухих и насыщенных образцов во всем интервале давлений находилось в пределах ошибки измерений. В насыщенных образцах гранодиорит-порфира 12, биотитового гранита, гранита и гнейса 06 повышение давления вызывает увеличение скоростей поперечных волн значительно меньшее, чем в сухих.

Таблица 1

Влияние давления на скорости упругих волн в образцах исследованных горных пород
(γ — объемный вес, m_0 — открытая пористость, n — количество испытанных образцов)

Порода (шифр)	γ , г/см ³	m_0 , %	v_P при p , кбар				v_S при p , кбар				n
			0	0,5	1,0	2,0	0	0,5	1,0	2,0	
Доломит (01)	2,19	20,4	$\frac{4,47^*}{4,30}$	$\frac{4,62}{4,56}$	$\frac{4,72}{4,72}$	$\frac{4,88}{4,83}$	$\frac{2,50}{2,17}$	$\frac{2,62}{2,45}$	$\frac{2,65}{2,49}$	$\frac{2,68}{2,54}$	12
			$\frac{4,70}{4,33}$	$\frac{5,04}{4,50}$	$\frac{5,19}{4,61}$	$\frac{5,40}{4,78}$	$\frac{2,94}{2,28}$	$\frac{2,97}{2,97}$	$\frac{2,98}{2,98}$	$\frac{3,00}{3,00}$	
» (05)	2,41	13,1	$\frac{4,70}{4,33}$	$\frac{5,04}{4,50}$	$\frac{5,19}{4,61}$	$\frac{5,40}{4,78}$	$\frac{2,94}{2,28}$	$\frac{2,97}{2,97}$	$\frac{2,98}{2,98}$	$\frac{3,00}{3,00}$	10
Известняк (02)	2,60	0,29	$\frac{5,69}{5,60}$	$\frac{5,79}{5,70}$	$\frac{5,85}{5,77}$	$\frac{5,96}{5,90}$	$\frac{3,05}{2,90}$	$\frac{3,06}{2,97}$	$\frac{3,07}{3,00}$	$\frac{3,10}{3,02}$	11
			$\frac{4,61}{4,89}$	$\frac{5,07}{5,07}$	$\frac{5,18}{5,18}$	$\frac{5,28}{5,28}$	$\frac{2,77}{2,50}$	$\frac{2,85}{2,78}$	$\frac{2,91}{2,82}$	$\frac{2,95}{2,86}$	
» (03)	2,58	0,48	$\frac{4,61}{4,89}$	$\frac{5,07}{5,07}$	$\frac{5,18}{5,18}$	$\frac{5,28}{5,28}$	$\frac{2,77}{2,50}$	$\frac{2,85}{2,78}$	$\frac{2,91}{2,82}$	$\frac{2,95}{2,86}$	10
» (04)	2,58	0,35	$\frac{5,59}{5,64}$	$\frac{5,92}{5,92}$	$\frac{5,97}{5,97}$	$\frac{6,07}{6,07}$	$\frac{3,00}{2,96}$	$\frac{3,07}{3,07}$	$\frac{3,09}{3,09}$	$\frac{3,12}{3,12}$	7
Габбро-амфиболит (11)	2,88	0,10	$\frac{5,96}{6,05}$	$\frac{6,28}{6,28}$	$\frac{6,35}{6,35}$	$\frac{6,43}{6,43}$	$\frac{3,47}{3,48}$	$\frac{3,55}{3,55}$	$\frac{3,58}{3,58}$	$\frac{3,59}{3,59}$	6
Диорит (16)	2,90	0,10	$\frac{5,82}{5,98}$	$\frac{6,32}{6,23}$	$\frac{6,40}{6,28}$	$\frac{6,50}{6,40}$	$\frac{3,04}{3,16}$	$\frac{3,28}{3,16}$	$\frac{3,30}{3,16}$	$\frac{3,34}{3,16}$	4
Гранит (18)	2,64	0,26	$\frac{5,33}{5,52}$	$\frac{5,89}{5,99}$	$\frac{6,00}{6,15}$	$\frac{6,11}{6,25}$	$\frac{3,13}{3,03}$	$\frac{3,41}{3,17}$	$\frac{3,45}{3,25}$	$\frac{3,48}{3,26}$	6
Гранит биотитовый (08)	2,64	0,65	$\frac{4,51}{5,19}$	$\frac{5,80}{5,65}$	$\frac{5,93}{5,72}$	$\frac{6,04}{5,90}$	$\frac{2,86}{2,92}$	$\frac{3,40}{3,13}$	$\frac{3,43}{3,15}$	$\frac{3,45}{3,19}$	6
			$\frac{5,46}{5,46}$	$\frac{5,99}{5,93}$	$\frac{6,15}{6,15}$	$\frac{6,20}{6,20}$	$\frac{3,00}{3,00}$	$\frac{3,21}{3,21}$	$\frac{3,27}{3,27}$	$\frac{3,28}{3,28}$	
Плагногранит (13)	2,65	0,17	$\frac{5,46}{5,46}$	$\frac{5,99}{5,93}$	$\frac{6,15}{6,15}$	$\frac{6,20}{6,20}$	$\frac{3,00}{3,00}$	$\frac{3,21}{3,21}$	$\frac{3,27}{3,27}$	$\frac{3,28}{3,28}$	4
Гранодиорит (07)	2,61	1,50	$\frac{4,14}{5,07}$	$\frac{5,00}{5,25}$	$\frac{5,24}{5,38}$	$\frac{5,48}{5,59}$	$\frac{2,73}{2,78}$	$\frac{3,15}{3,11}$	$\frac{3,21}{3,19}$	$\frac{3,36}{3,28}$	6
Гранодиорит-порфир (14)	2,71	0,06	$\frac{5,77}{5,97}$	$\frac{5,98}{6,09}$	$\frac{6,02}{6,16}$	$\frac{6,10}{6,21}$	$\frac{3,34}{3,26}$	$\frac{3,42}{3,26}$	$\frac{3,44}{3,26}$	$\frac{3,48}{3,26}$	2
			$\frac{4,90}{5,45}$	$\frac{5,88}{5,55}$	$\frac{5,97}{5,64}$	$\frac{6,07}{5,75}$	$\frac{3,01}{2,98}$	$\frac{3,45}{3,14}$	$\frac{3,48}{3,22}$	$\frac{3,50}{3,26}$	
» (12)	2,61	0,20	$\frac{4,90}{5,45}$	$\frac{5,88}{5,55}$	$\frac{5,97}{5,64}$	$\frac{6,07}{5,75}$	$\frac{3,01}{2,98}$	$\frac{3,45}{3,14}$	$\frac{3,48}{3,22}$	$\frac{3,50}{3,26}$	4
Гнейс (06)	2,65	0,28	$\frac{4,86}{5,52}$	$\frac{6,10}{5,70}$	$\frac{6,25}{5,78}$	$\frac{6,40}{5,90}$	$\frac{2,96}{3,03}$	$\frac{3,52}{3,22}$	$\frac{3,56}{3,25}$	$\frac{3,58}{3,50}$	6
			$\frac{5,83}{5,84}$	$\frac{6,01}{6,01}$	$\frac{6,05}{6,05}$	$\frac{6,10}{6,10}$	$\frac{3,26}{3,31}$	$\frac{3,36}{3,36}$	$\frac{3,38}{3,38}$	$\frac{3,38}{3,38}$	
» (15)	2,65	0,08	$\frac{5,83}{5,84}$	$\frac{6,01}{6,01}$	$\frac{6,05}{6,05}$	$\frac{6,10}{6,10}$	$\frac{3,26}{3,31}$	$\frac{3,36}{3,36}$	$\frac{3,38}{3,38}$	$\frac{3,38}{3,38}$	4
Зеленый сланец (17)	2,86	0,19	$\frac{5,50}{5,56}$	$\frac{5,63}{5,63}$	$\frac{5,70}{5,70}$	$\frac{5,78}{5,78}$	$\frac{3,17}{3,18}$	$\frac{3,17}{3,17}$	$\frac{3,17}{3,17}$	$\frac{3,17}{3,17}$	6
Мрамор (09)	2,70	0,50	$\frac{3,72}{5,90}$	$\frac{6,37}{6,04}$	$\frac{6,52}{6,09}$	$\frac{6,60}{6,15}$	$\frac{2,48}{2,52}$	$\frac{3,30}{2,59}$	$\frac{3,33}{2,64}$	$\frac{3,36}{2,69}$	18
			$\frac{5,83}{5,84}$	$\frac{6,01}{6,01}$	$\frac{6,05}{6,05}$	$\frac{6,10}{6,10}$	$\frac{3,26}{3,31}$	$\frac{3,36}{3,36}$	$\frac{3,38}{3,38}$	$\frac{3,38}{3,38}$	

* Здесь и в табл. 2 в числителе — для сухих пород, в знаменателе — для насыщенных.

В целом сравнение результатов для сухих и насыщенных образцов исследованных пород приводит к выводу, что влияние водонасыщения на скорости упругих волн представляет собой сложную картину. Во всех осадочных породах, исключая известняк 03, влияние давления на разность между скоростями продольных волн после насыщения относительно малое. Влияние давления на скорости поперечных волн в насыщенных осадочных породах оказалось сильнее, чем в сухих. В кристаллических породах влияние водонасыщения на поведение под давлением скоростей упругих волн качественно одинаково: относительное изменение с давлением скоростей, т. е. величины dv_P/dp и dv_S/dp при каждом данном давлении, всегда меньше в водонасыщенных образцах.

Отношение скоростей продольных и поперечных волн было вычислено из результатов опытов по измерению скоростей упругих волн после усреднения значений для нескольких образцов каждой породы. Соответствующие вычисления некоторых эффективных упругих констант приведены в табл. 2. Результаты для осадочных пород показаны на рис. 2. При атмосферном давлении величина отношения v_P/v_S колеблется в пределах от 1,60 до 1,87 в сухих породах и от 1,90 до 1,98 в насыщенных. Наибольшее влияние насыщения обнаруживается у доломита 05 и известняка 03, а наименьшее у известняка 04.

Из рис. 2 видно, что за исключением известняка 04 у всех остальных пород кривые для сухих и насыщенных образцов разделяются. При увеличении давления отношение v_P/v_S в сухих образцах в той или иной степени увеличивается. Наиболее интенсивное увеличение наблюдается у доломита 05 и известняка 03. В насыщенных образцах отношение v_P/v_S под давлением сначала падает, а потом остается почти постоянным или несколько возрастает. Наибольшие изменения отношения v_P/v_S происходят в начальной части кривых до давления 0,5 кбар. При дальнейшем приложении давления кривые меняются мало. В трех из пяти исследованных осадочных породах кривые для насыщенного состояния лежат выше, чем для сухого. Кривые доломита 05 меняются местами, а в известняке 04 совпадают и при этом отношение v_P/v_S почти не меняется с давлением.

На рис. 3, 4 показаны результаты исследования кристаллических пород. В гнейсе 06 кривые для сухих и насыщенных образцов разделяются, но в этой породе при увеличении давления отношение в сухом состоянии продолжает расти, в то время как в насыщенном величина отношения падает. Это приводит к тому, что начиная с давления 1,2 кбар кривая для сухих образцов располагается выше, чем кривая для насыщенных. Такое расположение кривых наблюдалось только у этой породы. В породах гранитоидной группы водонасыщение заметным образом влияет на отношение v_P/v_S (см. рис. 3), и кривые для сухих и насыщенных образцов уверенно разделяются при всех давлениях. В атмосферных условиях пределы отношения v_P/v_S в сухих породах составляют

Рис. 2. Зависимость отношения скоростей упругих волн от давления для образцов карбонатных пород

I — воздушно-сухие образцы;
 II — насыщенные;
 1 — доломит 01;
 2 — известняк 02;
 3 — известняк 03;
 4 — известняк 04;
 5 — доломит 05

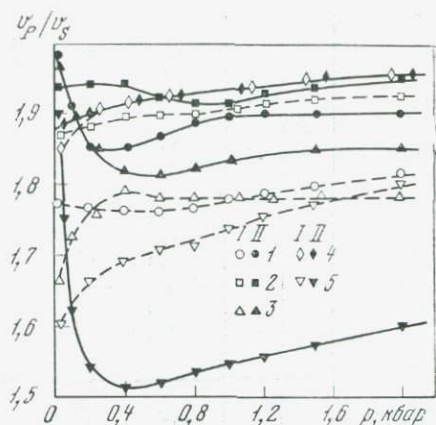


Рис. 3. Зависимость отношения скоростей упругих волн от давления для образцов гранитоидной группы пород

1 — гранит 18;
 2 — биотитовый гранит 08;
 3 — гранодиорит 07;
 4 — гранодиорит-порфир 14;
 5 — гранодиорит-порфир 12

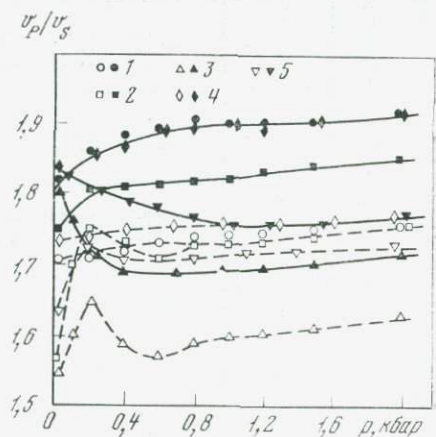


Рис. 4. Зависимость отношения скоростей упругих волн от давления для образцов кристаллических пород

1 — габбро-амфиболит 11;
 2 — диорит 16;
 3 — плагιοгранит 13;
 4 — гнейс 15;
 5 — гнейс 06

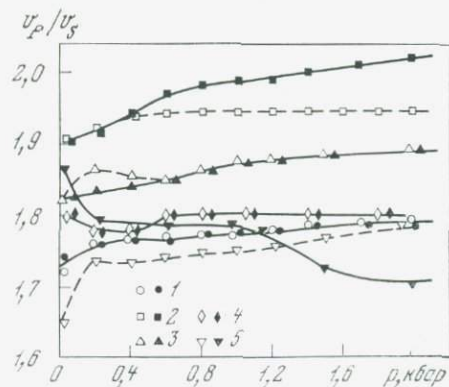


Таблица 2

Некоторые эффективные упругие константы исследованных горных пород, вычисленные по скоростям упругих волн
 (K — модуль объемной упругости, μ — модуль сдвига, ν — коэффициент Пуассона, $K = \rho \left(v_P^2 - \frac{4}{3} v_S^2 \right)$, $\mu = \rho v_S^2$,
 $\nu = [(v_P/v_S)^2 - 2]/2[(v_P/v_S)^2 - 1]$, ρ — плотность)

Порода (шифр)	K, кбар, при p, кбар				μ , кбар, при p, кбар				ν при p, кбар			
	0	0,5	1,0	2,0	0	0,5	1,0	2,0	0	0,5	1,0	2,0
Доломит (01)	256	267	285	312	137	150	154	157	0,27	0,26	0,27	0,28
	289	306	336	328	115	143	148	154	0,33	0,30	0,30	0,31
Доломит (05)	256	329	363	416	208	213	214	216	0,18	0,23	0,22	0,28
	304	217	241	275	132	224	226	228	0,31	0,12	0,14	0,17
Известняк (02)	520	547	567	587	242	244	245	250	0,30	0,31	0,31	0,32
	531	541	555	587	219	229	234	237	0,32	0,32	0,32	0,32
Известняк (03)	286	385	403	420	198	209	219	224	0,22	0,26	0,26	0,27
	403	397	420	438	161	199	205	212	0,32	0,28	0,29	0,29
Известняк (04)	498	580	594	614	232	243	246	252	0,30	0,31	0,32	0,32
	526	580	594	614	226	243	246	252	0,31	0,31	0,32	0,32
Габбро-амфиболит (11)	559	654	674	706	349	363	368	371	0,30	0,31	0,32	0,32
	593	654	674	706	349	363	368	371	0,30	0,31	0,32	0,32
Диорит (16)	623	745	769	792	268	314	316	325	0,31	0,32	0,32	0,32
	653	737	760	803	290	290	290	290	0,31	0,33	0,33	0,34
Гранит (18)	408	510	533	562	259	306	314	320	0,24	0,25	0,25	0,26
	473	596	630	659	243	267	280	280	0,28	0,30	0,30	0,31
Гранит биотитовый (08)	248	483	515	547	216	306	308	314	0,17	0,25	0,25	0,26
	416	451	517	563	225	260	262	270	0,25	0,27	0,28	0,30
Плагиогранит (13)	474	591	628	638	239	273	284	286	0,28	0,30	0,30	0,31
	474	566	628	638	239	273	284	286	0,28	0,29	0,30	0,31
Гранодиорит (07)	192	309	340	398	195	260	282	295	0,14	0,17	0,17	0,20
	405	405	405	418	204	255	269	284	0,28	0,23	0,23	0,29
Гранодиорит-порфир (14)	499	550	556	575	303	317	323	325	0,25	0,25	0,26	0,26
	584	625	648	665	288	288	288	288	0,29	0,30	0,31	0,31
Гранодиорит-порфир (12)	313	491	512	540	237	311	316	321	0,20	0,24	0,25	0,25
	465	465	470	493	233	259	272	277	0,29	0,26	0,26	0,26
Гнейс (06)	318	552	589	610	234	329	337	339	0,20	0,25	0,26	0,27
	485	496	514	549	244	276	281	284	0,30	0,26	0,26	0,23
Гнейс (15)	520	560	570	580	286	300	302	302	0,27	0,26	0,27	0,28
	520	560	570	580	286	300	302	302	0,26	0,26	0,27	0,28

1,55—1,73, а в насыщенных — 1,76—1,84. В сухих образцах биотитового гранита, гранодиорита и гранодиорит-порфира 12 отношение v_p/v_s увеличивается в начальной области давлений, проходит через максимум, падает и после этого начинает медленно увеличиваться. В граните и гранодиорит-порфире 14, в насыщенных образцах гранита, биотитового гранита и гранодиорит-порфира 14 отношение v_p/v_s медленно растет во всем диапазоне давлений. В образцах гранодиорита и гранодиорит-порфира 12 отношение v_p/v_s убывает в начальной области давлений и затем остается почти постоянным. У всех гранитоидов кривые для насыщенных пород лежат выше, чем для сухих. Если сравнить результаты (см. рис. 3, 4), то можно заметить следующую закономерность — у пород, насыщение которых не повлияло на отношение v_p/v_s , значительного изменения этого отношения под давлением не наблюдается.

В заключение необходимо отметить, что если для осадочных пород определяющее влияние на скорости упругих волн при насыщении оказывают процессы физико-химического взаимодействия между глинистым веществом и водой, то для кристаллических пород определяющим фактором, по-видимому, является геометрия порового пространства. В условиях проведения эксперимента жидкость в поровом пространстве пород находилась в замкнутом объеме. При этом напряженное состояние образцов определяется эффективным напряжением

$$dp_{эф} = dp - \left(\frac{\beta_{mb}}{\beta} - 1 \right) K_{ж} \frac{dV_{ж}}{V_{ж}},$$

где p — внешнее давление; β_{mb} — сжимаемость твердой фазы; β — сжимаемость сухой породы; $K_{ж}$ — коэффициент объемной упругости воды; $V_{ж}$ — объем внутрипоровой воды. Интегрирование этого уравнения показывает, что при увеличении внешнего давления может возникнуть и внутрипоровое давление, а поскольку сжимаемость объемных и щелевидных пор различна [1], то и воздействие воды на структуру породы также будет различным. Приведенные результаты дают наглядное тому подтверждение. Следовательно, учет геометрии порового пространства кристаллических пород необходим и при дальнейшем экспериментальном изучении влияния жидкой фазы горных пород на скорости упругих волн, и при оценке этого влияния в природных условиях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воларович М. П., Баюк Е. И., Левыкин А. И., Томашевская И. С. Физико-механические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М., «Наука», 1974.
2. Петкевич Г. И., Вербицкий Т. З. Исследование упругих свойств пористых геологических сред, содержащих жидкости. Киев, «Наукова думка», 1965.
3. Дортман Н. В., Магид М. Ш. Скорость упругих волн в кристаллических породах и ее зависимость от влажности. — ДАН СССР, 1968, 179, № 1.

4. *Магид М. Ш.* Зависимость скорости распространения поперечных волн в кристаллических породах от их влажности.— Геология и геофизика, 1972, № 6.
5. *Силаева О. И., Замахаев А. М.* Изменение анизотропии скорости в образцах горных пород с водонасыщением.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1974, № 8.
6. *Nur A., Simmons, G.* The effect of saturation on velocity in low-porosity rocks.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1969, 7, N 2.
7. *Todd T., Simmons G.* Effect of pore pressure on the velocity of compressional waves in low-porosity rocks.— J. Geophys. Res., 1972, 77, N 29.
8. *Wang C., Lin W., Weng H.-R.* The effect of water and pressure on velocities of elastic waves in a foliated rock.— J. Geophys. Res., 1975, 80, N 8.
9. *Будников В. А.* Экспериментальная аппаратура для комплексного исследования образцов горных пород в сложных напряженных состояниях.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1975, № 6.

ВЛИЯНИЕ НЕУПРУГИХ ДЕФОРМАЦИЙ НА ОТНОШЕНИЕ СКОРОСТЕЙ ПРОДОЛЬНЫХ И ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН В ОБРАЗЦАХ ГОРНЫХ ПОРОД

В. А. БУДНИКОВ, М. П. ВОЛАРОВИЧ, И. С. ФАЙЗУЛЛИН

В работе изложены результаты экспериментального изучения поведения отношения скоростей продольных и поперечных упругих волн в процессе осесимметричного деформирования сухих (воздушно-сухих) и полностью водонасыщенных под вакуумом образцов горных пород. Образцы имели форму цилиндра диаметром 16 мм и высотой 32 мм. Из каждого блока породы вырезалось несколько образцов строго в одном направлении. Некоторые физические свойства исследованных пород приведены в табл. 1.

Деформирование образцов проводилось по методу матриц на установке ГПМ-7. По сравнению с первоначально примененным вариантом при испытаниях белого мрамора [1] в установке ГПМ-7 метод матриц был усовершенствован конструктивно и методически [2].

Схема эксперимента показана на рис. 1. Сборная матрица представляет собой гильзу из отожженной конструкционной стали, на концах которой запрессованы бандажные кольца. Приложение сжимающего напряжения на образец вызывает его радиальную деформацию, вследствие чего реакция стенок гильзы матрицы создает боковое давление. В течение опыта регистрируется усилие пресса, расстояние между верхней и нижней плитами l , изменение диаметра D и время пробега упругого импульса через систему поршень — образец — поршень. Более подробно методика эксперимента описана в работах [2, 3].

В процессе деформирования на установке ГПМ-7 напряженное состояние образца описывается осевым напряжением σ_1 и

Таблица 1

Некоторые физические свойства исследованных горных пород при атмосферных условиях

(γ — объемный вес; m_0 — открытая пористость; v_P , v_P^H — скорости продольных волн в сухих и в насыщенных образцах соответственно; v_S , v_S^H — скорости поперечных волн в сухих и насыщенных образцах; n — количество испытанных образцов)

Порода (шифр)	γ , г/см ³	m_0 , %	v_P , км/с	v_P^H , км/с	v_S , км/с	v_S^H , км/с	n
Габбро-амфиболит (11) андезин 55%, пироксены, биотит, ро- говая обманка	$\frac{2,88^*}{2,84-2,94}$	$\frac{0,10}{0,08-0,13}$	$\frac{5,96}{5,83-6,05}$	$\frac{6,05}{6,03-6,06}$	$\frac{3,47}{3,38-3,55}$	$\frac{3,48}{3,46-3,51}$	6
Диорит (16) плагноклаз 70%, оливин 10%, пи- роксены 7%, биотит 5-7%, кварц 3%	$\frac{2,90}{2,89-2,91}$	$\frac{0,10}{0,08-0,13}$	$\frac{5,82}{5,62-6,13}$	$\frac{5,98}{5,82-6,13}$	$\frac{3,04}{3,02-3,07}$	$\frac{3,16}{3,13-3,20}$	4
Гранит (18) калишпат 30-35%, плагноклаз 25- 30%, кварц 30%, биотит 10%	$\frac{2,64}{2,62-2,67}$	$\frac{0,26}{0,25-0,27}$	$\frac{5,33}{5,23-5,42}$	$\frac{5,52}{5,52-5,52}$	$\frac{3,13}{3,02-3,25}$	$\frac{3,03}{3,02-3,05}$	6
Гранит биотитовый (08) микроклин 40%, плагноклаз 30%, кварц 25%, биотит 10%	$\frac{2,64}{2,63-2,66}$	$\frac{0,65}{0,46-0,96}$	$\frac{4,51}{4,49-4,54}$	$\frac{5,19}{5,04-5,31}$	$\frac{2,86}{2,85-2,87}$	$\frac{2,92}{2,90-2,94}$	6
Плагногранит (13) плагноклаз 40%, кварц 35-40%, мик- роклин 15%	$\frac{2,65}{2,64-2,67}$	$\frac{0,17}{0,19-0,16}$	$\frac{5,46}{5,32-5,60}$	$\frac{5,46}{5,34-5,58}$	$\frac{3,00}{2,97-3,04}$	$\frac{3,00}{2,99-3,00}$	4
Гранодиорит (07) плагноклаз 45%, кварц 20%, биотит 10%, роговая обманка 5%	$\frac{2,61}{2,60-2,63}$	$\frac{0,50}{1,20-1,80}$	$\frac{4,14}{4,05-4,26}$	$\frac{5,07}{5,00-5,13}$	$\frac{2,73}{2,69-2,77}$	$\frac{2,78}{2,76-2,79}$	6
Гранодиорит-порфир (12) плагноклаз 35%, кварц 20-25%, ка- лишпат 15%	$\frac{2,61}{2,60-2,63}$	$\frac{0,20}{0,17-0,22}$	$\frac{4,90}{4,83-4,94}$	$\frac{5,45}{5,43-5,46}$	$\frac{3,01}{2,92-3,10}$	$\frac{2,98}{2,92-3,03}$	4
Гнейс (06) плагноклаз 40-50%, кварц 25-30%, калишпат 10%, биотит 10-15%, кли- ноцезит 5%, мусковит 1-2%	$\frac{2,65}{2,64-2,65}$	$\frac{0,28}{0,19-0,33}$	$\frac{4,86}{4,83-4,91}$	$\frac{5,52}{5,50-5,70}$	$\frac{2,96}{2,95-2,98}$	$\frac{3,03}{2,98-3,08}$	6
Гнейс (15) плагноклаз 50%, кварц 25%, микро- клин 10-15%, мусковит 5-7%, гранат 2%	$\frac{2,65}{2,64-2,65}$	$\frac{0,08}{0,05-0,11}$	$\frac{5,83}{5,76-5,98}$	$\frac{5,84}{5,77-5,92}$	$\frac{3,26}{3,20-3,32}$	$\frac{3,31}{3,30-3,32}$	4
Доломит мелкозернистый (01)	$\frac{2,19}{2,15-2,22}$	$\frac{2,04}{19,0-21,6}$	$\frac{4,47}{4,23-4,68}$	$\frac{4,30}{4,18-4,43}$	$\frac{2,50}{2,42-2,58}$	$\frac{2,17}{2,05-2,30}$	12
Доломит кавернозный (05)	$\frac{2,41}{2,28-2,53}$	$\frac{13,1}{10,4-17,2}$	$\frac{4,70}{4,62-4,84}$	$\frac{4,33}{4,28-4,42}$	$\frac{2,94}{2,83-3,12}$	$\frac{2,28}{2,15-2,35}$	10
Известняк доломитизированный (02)	$\frac{2,60}{2,63-2,69}$	$\frac{0,29}{0,39-0,12}$	$\frac{5,69}{5,58-5,82}$	$\frac{5,60}{5,43-5,77}$	$\frac{3,05}{3,00-3,08}$	$\frac{2,90}{2,75-3,00}$	11
Известняк обломочно-органогенный (03)	$\frac{2,58}{2,56-2,63}$	$\frac{0,48}{0,46-0,50}$	$\frac{4,61}{5,51-4,80}$	$\frac{4,89}{4,82-5,03}$	$\frac{2,77}{2,70-2,82}$	$\frac{2,50}{2,42-2,54}$	10
Известняк пелитоморфный (04)	$\frac{2,58}{2,53-2,61}$	$\frac{0,35}{0,32-0,39}$	$\frac{5,59}{5,32-5,82}$	$\frac{5,64}{5,58-5,70}$	$\frac{3,00}{2,83-3,10}$	$\frac{2,96}{2,88-3,03}$	7

* В числителе — средняя величина, в знаменателе — предельные значения величин.

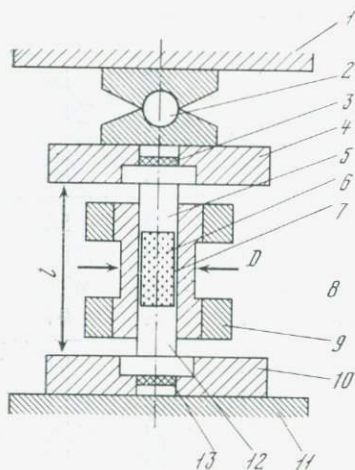


Рис. 1. Принципиальная схема установки для изучения скоростей упругих волн в процессе деформирования образцов по методу матриц

- 1, 11 — плиты гидравлического пресса;
- 2 — сферический шарнир;
- 3, 13 — датчики ультразвуковых колебаний;
- 4 — верхняя плита;
- 5, 12 — поршни;
- 6 — образец породы;
- 7 — свинцовая оболочка;
- 8 — гильза матрицы;
- 9 — бандажные кольца матрицы;
- 10 — нижняя плита

значением напряжения $\sigma'_0 = 2\sigma_3$. Деформированное состояние определяется величиной осевой деформации ε_1 . Деформационные свойства пород выражаются двумя зависимостями: кривой нагружения $\sigma'_0 - \sigma_1$ и кривой деформирования $\sigma_1 - \varepsilon_1$. По кривой $\sigma'_0 - \sigma_1$ определяется параметр нагружения. Он выражается производной $d\sigma'_0/d\sigma_1$ и отражает величину приращения гидростатического давления в опыте при увеличении осевого напряжения.

Сводные данные о деформационных свойствах исследованных горных пород приведены в табл. 2, а на рис. 2, а, б показаны результаты для габбро-амфиболита и известняка 03. Для всех осадочных пород характерно деформирование с постоянным параметром нагружения. Кривые нагружения для сухих и насыщенных образцов доломита 01 и известняка 04 совпадают, а кривые доломита 05 и известняка 02 четко разделяются начиная с нулевого значения σ'_0 .

Как видно на рис. 2, причина разделения кривых нагружения сухих и насыщенных образцов известняка 03 заключается в разных значениях параметра нагружения, который выше в насыщенном состоянии. Кривые деформирования осадочных пород имеют упругую область, явно выраженный предел текучести и область развитой пластической деформации. Водонасыщение этих пород приводит к снижению деформационных характеристик (см. рис. 2, б). Вид кривой нагружения габбро-амфиболита, показанный на рис. 2, а, является типичным примером для всех кристаллических пород. Кривая одинакова для сухих и насыщенных образцов и состоит из двух основных участков — начального, с высоким значением параметра нагружения, и конечного, с низким его значением, причем значение параметра нагружения может уменьшаться в несколько десятков раз. Кривые деформирования кристаллических пород имеют область упругой деформации, не-

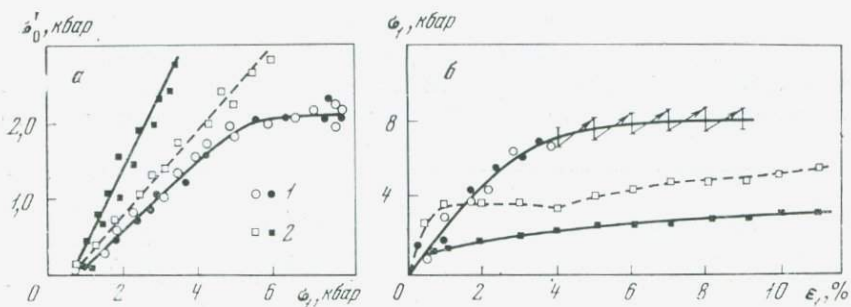


Рис. 2. Кривые нагружения (а) и деформирования (б) габбро-амфиболита (1) и известняка (2)

Здесь и на рис. 4—7 светлые точки и штриховые линии соответствуют сухим образцам, а темные точки и сплошные линии — насыщенным

явно выраженный предел текучести, область развитой неупругой деформации и, как правило, не зависят от насыщения (см. рис. 2, б).

Характерные примеры макроскопической деформации образцов исследованных пород показаны на рис. 3. В соответствии с классификацией известных типов макродеформации [4, 5] образцы осадочных пород после деформирования представляют собой типичный пример макродеформации пластического однородного течения. В этом случае общая предельная деформация распределена по всему объему образца, который вследствие этого имеет хорошо выраженную бочкообразную форму.

Сплошность образцов не теряется и после осевой деформации, достигающей 20%. Частичное разрушение образцов, показанных на рис. 3, произошло при извлечении их из облочки после опыта. Макроскопическую деформацию образцов кристаллических пород можно условно разделить на три типа. Развитие не одного, а нескольких типов макродеформации следует отнести за счет существования различных дефектов структуры единичных образцов, поскольку эти породы, как известно, представляют собой неоднородные среды со случайным в общем случае распределением дефектов структуры [5].

Первый тип макродеформации кристаллических пород соответствует случаю, когда подавляющая часть осевой деформации происходит за счет смещения по единой, почти прямолинейной зоне среза (скальвания) шириной порядка 1,5—2,0 мм. В этой зоне локализованной деформации интенсивно развиты мелкие микротрещины, что приводит к дроблению и истиранию зерен минералов в плоскости среза. Наряду с зоной локализованной деформации наблюдаются более мелкие зоны, параллельные основной и образующие с ней единую систему микротрещин.

Для второго типа макродеформации характерны признаки распределения деформации по всему объему образца. Это прояв-

Таблица 2

Деформационные свойства исследованных горных пород

(C — параметр нагружения; E_y — условный модуль упругости; σ_T , ε_T — напряжение и деформация на условном пределе текучести; σ_5 — напряжение при деформации 5%)

Порода (шифр)	C_{max}	C_{min}	$E_y^{(0)}$, кгс/см ²	σ_T , кбар	ε_T , %	σ_5 , кбар
Габбро-амфиболит (11)	0,5*	0,025	2,20	7,2	4,0	7,5
	0,5	0,025	2,20	7,2	4,0	7,5
Диорит (16)	0,5	0,100	2,60	7,0	3,5	7,5
	0,5	0,100	2,60	7,0	3,5	7,5
Гранит (18)	0,5	0,050	3,20	8,2	3,0	8,2
	0,5	0,050	3,20	8,2	3,0	8,2
Гранит биотитовый (08)	0,5	0,025	5,00	10,0	2,3	8,6
	0,5	0,025	5,00	10,0	2,3	8,6
Плагιοгранит (13)	0,45	0,025	2,40	8,0	3,7	8,0
	0,45	0,025	2,40	8,0	3,7	8,0
Гранодиорит (07)	0,4	0,030	5,20	—	—	11,0
	0,4	0,030	3,00	9,0	4,0	7,0
Гранодиорит-порфир (12)	0,45	0,025	2,40	8,8	4,5	8,8
	0,45	0,025	2,40	8,8	4,5	8,8
Гнейс (06)	0,55	0,015	6,00	9,4	1,7	7,7
	0,55	0,015	4,80	9,2	2,0	7,7
» (15)	0,55	0,025	2,3	8,0	5,0	8,0
	0,55	0,025	2,3	8,0	5,0	8,0
Доломит (01)	0,65	—	1,15	3,3	3,0	2,8
	0,65	—	0,90	2,6	3,5	2,3
» (05)	0,90	—	1,60	2,8	2,3	3,4
	1,00	—	1,60	2,3	1,6	2,5
Известняк (02)	0,70	—	6,50	4,5	1,0	5,0
	0,70	—	2,70	4,2	2,0	4,1
» (03)	0,70	—	5,50	3,7	1,5	4,0
	1,00	—	1,40	1,4	1,0	2,5
» (04)	0,65	—	4,00	3,7	1,2	4,1
	0,65	—	4,00	3,7	1,2	4,1

* Здесь и в табл. 3 в числителе — значения для сухих образцов, в знаменателе — для насыщенных.

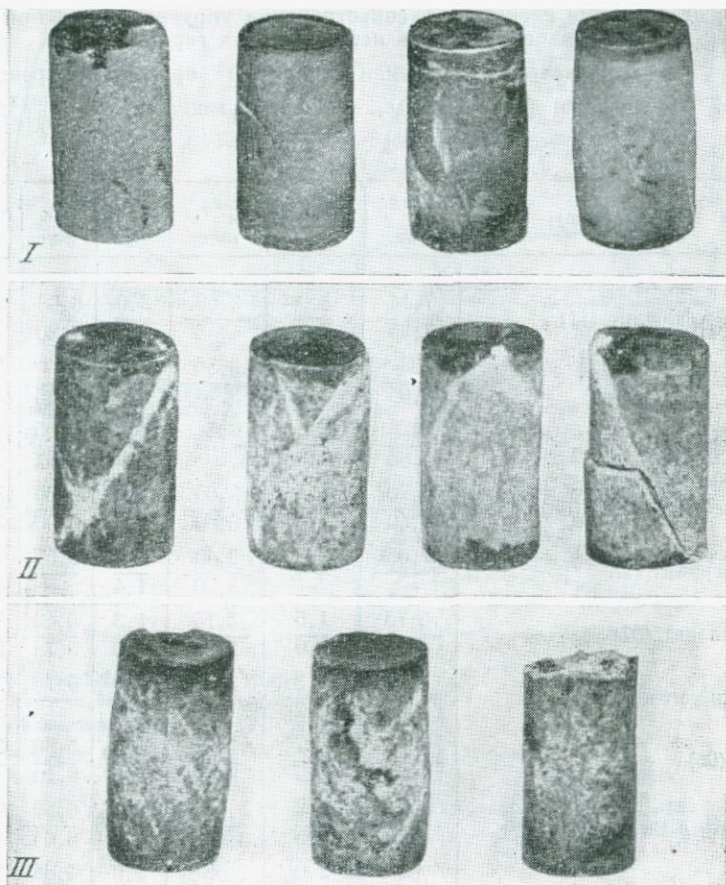


Рис. 3. Макроскопическая деформация некоторых образцов после деформирования до деформации ε

I-известняк 04: обр. № 44 — $\varepsilon=12\%$; обр. № 45 (насыщенный) — $\varepsilon=10\%$; обр. № 43 — $\varepsilon=11\%$; обр. № 46 (насыщенный) — $\varepsilon=10\%$; *II*-гранит биотитовый 08: обр. № 85 — $\varepsilon=7\%$; обр. № 82 (насыщенный) — $\varepsilon=8\%$; гнейс 06: обр. № 63 (насыщенный) — $\varepsilon=5\%$; обр. № 62 (насыщенный) — $\varepsilon=7\%$; *III*-габбро-амфиболит 11: обр. № 111 (насыщенный) — $\varepsilon=17\%$; обр. № 114 — $\varepsilon=9\%$; обр. № 112 (насыщенный) — $\varepsilon=6\%$

ляется прежде всего в появлении второй системы микротрещин вместе с главной системой локализованной деформации.

Третий тип макродеформации выделяется по существованию двух равноправных систем скольжения, расположенных под одинаковым углом к оси образца. Деформация здесь занимает достаточно большой объем в средней части образца, хотя в каждой системе микротрещин можно выделить свою главную плоскость.

Таблица 3

Некоторые значения скоростей распространения упругих волн в процессе деформирования образцов исследованных горных пород

(v_P^{\max}, v_S^{\max}) — максимальные значения скоростей при деформировании,
 $\varepsilon_P^{\max}, \varepsilon_S^{\max}$ — значения деформации ε_1 , соответствующие v_P^{\max} и v_S^{\max} ; v_P^5 ,
 v_S^5 — значения скоростей при $\varepsilon_1 = 5\%$)

Породы (шифр)	v_P^{\max} , км/с	ε_P^{\max} , %	v_S^{\max} , км/с	ε_S^{\max} , %	v_P^5 , км/с	v_S^5 , км/с
Габбро-амфиболит (11)	$\frac{7,14}{7,25}$	$\frac{3,0}{2,5}$	$\frac{3,52}{4,05}$	$\frac{2,0}{2,0}$	$\frac{6,68}{7,20}$	$\frac{3,34}{3,58}$
	$\frac{6,38^*}{6,94}$	$\frac{3,0}{2,7}$	$\frac{3,35}{3,48}$	$\frac{1,2}{2,5}$	—	$\frac{2,75}{3,30}$
Диорит (16)	$\frac{7,28}{6,85}$	$\frac{2,0}{3,8}$	$\frac{3,54}{3,40^*}$	$\frac{1,0}{1,0}$	$\frac{7,05}{6,62}$	—
	$\frac{5,70}{6,50}$	$\frac{1,7}{1,8}$	$\frac{3,08}{3,08}$	$\frac{1,8}{1,8}$	$\frac{5,36}{6,00}$	$\frac{3,05}{3,05}$
Гранит (18)	$\frac{7,05}{—}$	$\frac{2,8}{—}$	$\frac{3,40}{3,20}$	$\frac{3,0}{1,4}$	$\frac{6,55}{—}$	$\frac{3,26}{2,74}$
	$\frac{5,75}{6,05}$	$\frac{1,5}{2,0}$	$\frac{3,14}{2,95}$	$\frac{1,3}{1,5}$	$\frac{5,42}{5,78}$	$\frac{2,88}{2,80}$
Гранодиорит (07)	$\frac{5,94}{6,20^*}$	$\frac{3,3}{2,2}$	$\frac{3,10}{3,15^*}$	$\frac{2,3}{2,2}$	$\frac{5,76}{—}$	$\frac{2,80}{—}$
	$\frac{6,06}{6,40}$	$\frac{0,7}{1,5}$	$\frac{3,22}{3,30}$	$\frac{1,8}{2,0}$	$\frac{5,80}{6,10}$	$\frac{2,96}{3,20}$
Гнейс (06)	$\frac{6,44}{6,80}$	$\frac{1,2}{3,5}$	$\frac{3,60^*}{3,68^*}$	$\frac{1,5}{1,5}$	$\frac{6,30}{6,64}$	$\frac{4,20}{—}$
	$\frac{4,88^*}{4,80^*}$	$\frac{2,0}{3,2}$	$\frac{2,58^*}{2,20}$	$\frac{2,6}{2,6}$	$\frac{4,84}{4,76}$	$\frac{2,58}{2,16}$
Доломит (01)	$\frac{4,92}{5,24^*}$	$\frac{1,2}{1,2}$	$\frac{2,90^*}{2,44}$	$\frac{1,2}{1,2}$	$\frac{4,70}{5,24}$	$\frac{3,00}{2,48}$
	$\frac{6,14}{6,50}$	$\frac{4,2}{4,2}$	$\frac{3,40}{3,18^*}$	$\frac{4,2}{4,2}$	$\frac{6,02}{6,34}$	$\frac{3,20}{3,00}$
Известняк (02)	$\frac{6,08^*}{6,08^*}$	$\frac{1,5}{1,5}$	$\frac{3,08}{2,62^*}$	$\frac{1,5}{1,5}$	$\frac{6,30}{6,45}$	$\frac{3,04}{2,65}$
	$\frac{6,70}{6,55^*}$	$\frac{1,5}{1,5}$	$\frac{3,38}{3,25^*}$	$\frac{1,5}{2,0}$	$\frac{6,64}{6,65}$	$\frac{3,30}{3,30}$

* Максимальные значения скоростей в области предела текучести для случая, когда скорость монотонно растет за пределом текучести.

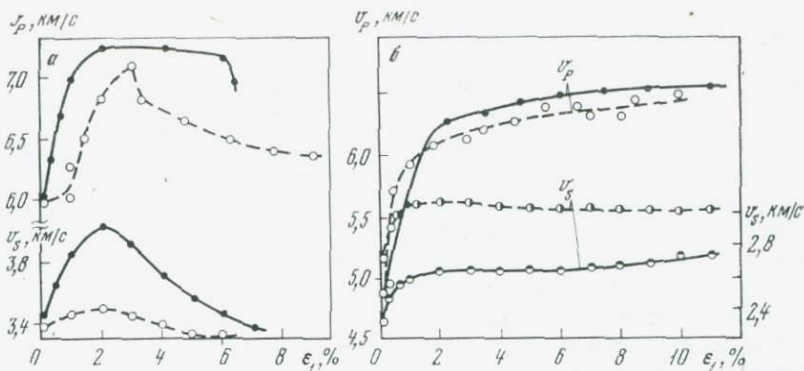


Рис. 4. Зависимость скорости упругих волн от осевой деформации для габбро-амфиболита 11 (а) и известняка 03 (б)

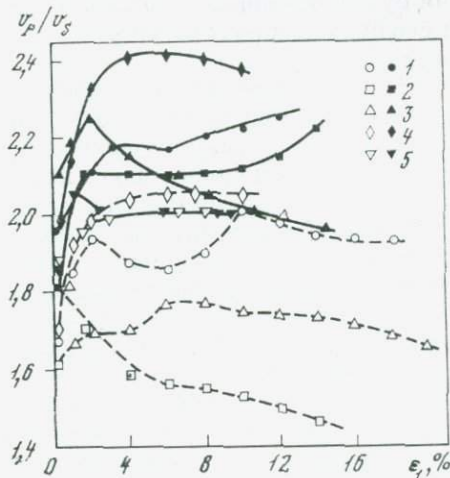


Рис. 5. Отношение скоростей упругих волн в процессе деформирования карбонатных пород

Доломит: 1 — 01, 2 — 05;
известняк: 3 — 02,
4 — 63; 5 — 04

Результаты измерения скоростей упругих волн в деформируемых образцах пород приведены в табл. 3 и показаны на рис. 4. Для пластичных карбонатных пород процесс деформирования может быть качественно охарактеризован двухстадийной схемой. Первая стадия формирования макроскопической деформации образцов соответствует области упругой деформации на кривых деформирования. При дальнейшем увеличении осевого напряжения после области предела текучести начинается вторая стадия деформирования, которая является областью пластического течения. Как следует из рис. 3, переход к пластическому течению происходит в значительной части объема образцов, и на кривой деформирования этому соответствует либо явно выраженный предел текучести, либо небольшая переходная область (см. рис. 2).

Сопоставление кривых деформирования карбонатных пород с зависимостью скорости упругих волн — деформация показывает, что в начальной области деформирования до предела текучести

скорость продольных волн всегда растет, причем почти линейно. Скорость поперечных волн в известняках тоже растет, но в доломитах почти постоянна. После перехода пород за предел текучести поведение скоростей более разнообразно. Деформирование доломита 05, известняка 03 и известняка 04 после предела текучести идет с незначительным упрочнением и скорости продольных и поперечных волн с развитием деформации меняются мало.

В сухих образцах этих пород можно заметить тенденцию к падению скоростей с ростом деформации, а в насыщенных некоторое повышение скоростей. Деформирование известняка 02 идет со значительным упрочнением сразу после предела текучести. Этому соответствует падение скоростей продольных волн и почти постоянное значение скоростей поперечных волн. Кривая деформирования сухих образцов доломита 01 за пределом текучести выделяется среди других результатов вследствие большой пористости этой породы.

При деформировании непосредственно за пределом текучести осевое напряжение почти постоянно до величины $\epsilon_1 = 10\%$. В этой области деформаций идет перестройка порового пространства породы, ведущая к снижению ее пористости и уплотнению. Уплотненная порода деформируется с существенным упрочнением. Процесс уплотнения доломита 01 за пределом текучести не сказывается на скоростях продольных и поперечных волн, они примерно постоянны. Последующее деформационное упрочнение резко увеличивает скорости упругих волн. Деформирование насыщенных образцов доломита 01 не обнаруживает упрочнения, и скорости здесь меняются мало.

Таким образом, если деформирование карбонатных пород за пределом текучести идет с незначительным упрочнением, то и изменение скоростей в этом случае невелико. Признаки упрочнения на кривой деформирования заранее не определяют поведение скоростей упругих волн, они могут и расти, и падать, и оставаться постоянными.

Поведение отношения v_p/v_s в процессе деформирования карбонатных пород показано на рис. 5. Во всех породах, за исключением известняка 04, кривые для сухих и насыщенных образцов разделяются. При деформировании до предела текучести отношение v_p/v_s увеличивается. Исключение составляют кривые для известняка 04 и сухих образцов известняка 02. При развитии пластической деформации отношение v_p/v_s увеличивается в насыщенных образцах доломитов и уменьшается в известняках 02 и 03. В сухих образцах доломита 05 развитие пластических деформаций уменьшает отношение v_p/v_s . В сухих образцах известняка 03 отношение v_p/v_s несколько увеличивается, а в образцах известняка 04 остается примерно постоянным.

Более сложное влияние пластических деформаций на отношение v_p/v_s наблюдается в сухих образцах доломита 01 и известняка 02. В процессе деформационного упрочнения этих пород отно-

шение v_P/v_S сначала уменьшается, затем возрастает, после чего снова уменьшается. Во всех осадочных породах на протяжении всего процесса деформирования отношение v_P/v_S или больше в насыщенных образцах (в четырех из пяти пород), или равно величине отношения в сухих образцах.

Полученные результаты испытаний кристаллических пород дают возможность представить следующую общую картину деформирования образцов этих пород в условиях эксперимента. В первой, начальной, стадии нагружение образцов идет с высоким параметром нагружения. Увеличение осевого напряжения σ_1 создает условия для зарождения микротрещин на существующих дефектах структуры породы, однако одновременно растущее всестороннее давление σ_0 препятствует этому. Более того, сочетание высоких значений осевого напряжения и всестороннего давления способствует устранению первоначальных дефектов в структуре пород, что ведет к увеличению скоростей упругих волн в начальной области кривой скорость упругих волн — деформация (см. табл. 3; рис. 4).

В дальнейшем уменьшение параметра нагружения приводит к возникновению трещинообразования. Процесс зарождения микротрещин выражается на кривой деформирования постепенным отклонением к оси деформаций. Эта вторая стадия нагружения соответствует переходным областям и на кривой нагружения, и на кривой деформирования. По мере нагружения на второй стадии постепенно улучшаются условия для образования микротрещин под действием осевого напряжения. Залечивание возникающих микротрещин затрудняется вследствие все более медленного роста всестороннего давления. Итогом нагружения на второй стадии по-видимому, является формирование более или менее законченных систем микротрещин, по которым и происходит дальнейшее развитие макроскопической деформации образцов. Вновь зарождающиеся микротрещины уменьшают скорости упругих волн, и на зависимости скорость упругих волн—деформация появляется максимум. Для кристаллических пород результаты показывают несоответствие условных пределов текучести в табл. 2 и максимумов зависимости скорость упругих волн—деформация в табл. 3. В подавляющем большинстве случаев величины ε_P^{\max} и ε_S^{\max} в табл. 3 меньше соответствующих значений ε_T в табл. 2. Положение максимума скоростей упругих волн внутри второй стадии деформирования зависит от конкретных особенностей развития микротрещин в каждом образце, но, по-видимому, должно отвечать начальной части этой стадии формирования микроскопической деформации образцов.

Третья стадия деформирования кристаллических пород начинается со значений осевой деформации, обозначенной в табл. 2 как условный предел текучести ε_T . После области условного предела текучести появление каждой трещины сопровождается падением напряжения на кривой деформирования, причем, как

правило, небольшим, затем быстрым его восстановлением и дальнейшим увеличением, т. е. трещина залечивается и процесс деформирования продолжается до появления следующей трещины. При осреднении кривых деформирования нескольких образцов одной породы вариации напряжения за пределом текучести накладываются друг на друга и дают общую, интегральную кривую (см. рис. 2, 1).

В этом случае условный предел текучести ε_T соответствует началу горизонтального или немного падающего участка кривой деформирования. Физический смысл такого положения предела текучести заключается в том, что дальнейший рост осевой деформации образцов происходит за счет регистрируемого на кривой деформирования появления и залечивания микротрещин и их систем и отображается на этой кривой в форме ее неустойчивости. В течение третьей стадии деформирования макроскопическая деформация образцов принимает свой законченный вид (см. рис. 3).

Сложное взаимоотношение между образованием микротрещин и их залечиванием определяет и вид зависимости скорости упругих волн — деформация после условного предела текучести и говорит о своеобразном сочетании этих процессов в каждой кристаллической породе.

Отсутствие дезинтеграции и окончательной потери сплошности образцов кристаллических пород и полученные в результате испытаний типы их макроскопической деформации позволили определить неупругую деформацию этих хрупких пород в пластической области кривой деформирования как квазипластическую, катакластическую деформацию, происходящую по типу макродеформации среза (скола) за счет развития и последующего залечивания микротрещин и их систем. Соотношение между развитием микротрещин и их залечиванием, близкое к равновесному процессу, приводит к появлению значительных неупругих деформаций и полностью обусловлено особенностями нагружения образцов при их деформировании в матрицах.

Поведение отношения v_P/v_S в деформируемых образцах кристаллических пород показано на рис. 6 и 7. Для габбро-амфиболита величина условного предела текучести $\varepsilon_T = 4\%$, начало второй стадии деформирования $\varepsilon_1^{\text{II}} = 2-3\%$.

На рис. 6 видно, что в сухих образцах отношение v_P/v_S увеличивается на первой и в начале второй стадий деформирования и далее уменьшается. В насыщенных образцах величина v_P/v_S имеет небольшой минимум в начале второй стадии и далее монотонно растет.

Для гранита 18 координаты стадий деформирования будут: $\varepsilon_1^{\text{II}} = 1-2\%$, $\varepsilon_T = 3\%$. На первой стадии отношение v_P/v_S в этой породе увеличивается для сухих образцов и мало меняется для насыщенных. На второй стадии в сухих образцах отношение v_P/v_S продолжает увеличиваться и к моменту перехода на третью стадию достигает своего максимального значения, которое уже не

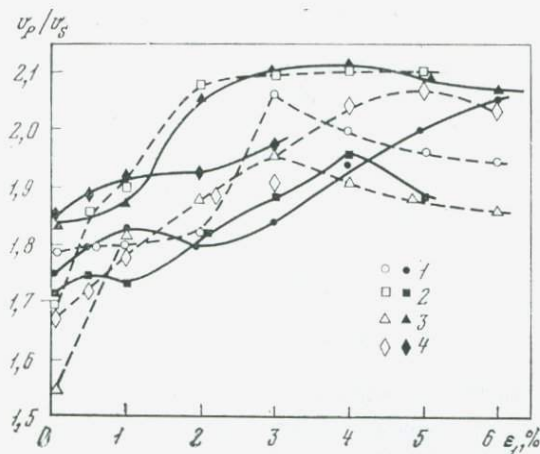


Рис. 6. Зависимость отношения скоростей упругих волн при деформировании кристаллических пород

1 — габбро-амфиболит 11; 2 — гранит 18; 3 — гранодиорит 07; 4 — гранодиорит-порфир 12

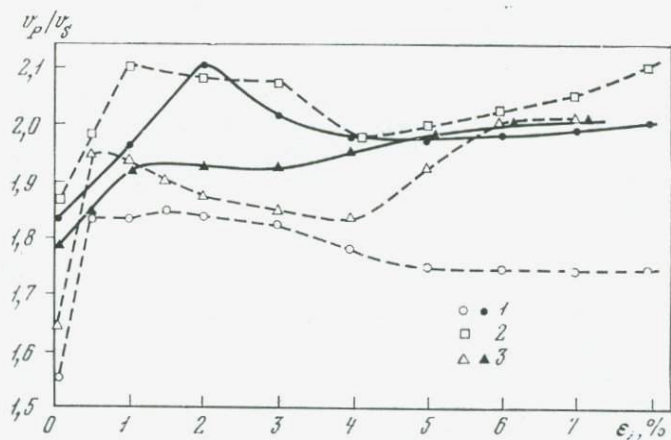


Рис. 7. Отношение скоростей упругих волн при деформировании образцов пород по первому типу макродеформации

1 — гранит биотитовый 08; 2 — плагиогранит 13; 3 — гнейс 06

меняется на третьей стадии деформирования. В насыщенных образцах гранита 18 отношение v_p/v_s линейно возрастает на второй стадии вплоть до деформации 4%, после чего уменьшается.

У гранодиорита 07 ($\epsilon_1^{\text{II}} = 1,3-2\%$, $\epsilon_T = 4\%$) на первой стадии деформирования отношение v_p/v_s увеличивается и далее, в насыщенных образцах, остается постоянным в течение всего процесса деформирования. В сухих образцах этой породы отношение

v_P/v_S продолжает увеличиваться в начале второй стадии деформирования, а на середине ее начинается асимптотическое уменьшение величины v_P/v_S , захватывающее и всю третью стадию.

В образцах гранодиорит-порфира 12 отношение v_P/v_S увеличивается на всех стадиях деформирования (см. рис. 6).

Для биотитового гранита 08 вторая стадия деформирования почти отсутствует ($\epsilon_1^{II} = 1,8\%$, $\epsilon_T = 2,3\%$). На рис. 7 видно, что отношение v_P/v_S увеличивается на первой стадии деформирования и асимптотически уменьшается на третьей стадии.

В сухих образцах плагиогранита 13 ($\epsilon_1^{II} = 2,8-3\%$, $\epsilon_T = 3,7\%$) отношение v_P/v_S асимптотически увеличивается на первой стадии деформирования, уменьшается на второй и возрастает на третьей.

В насыщенных образцах гнейса 06 отношение v_P/v_S значительно возрастает на первой стадии деформирования ($\epsilon_1^{II} = 0,7-2\%$, $\epsilon_T = 1,7-2\%$) и далее медленно увеличивается. В сухих образцах величина v_P/v_S после увеличения на первой стадии падает на второй, продолжает падать на третьей до деформации $\epsilon_1 = 4\%$ и далее увеличивается.

В целом зависимости, показанные на рис. 6, 7, говорят о сложном влиянии процесса деформирования на величину v_P/v_S в кристаллических породах. Однако некоторые кривые обладают и рядом общих черт.

Так, например, для сухих образцов гнейса 06, плагиогранита 13 и отчасти биотитового гранита 08 характерно уменьшение величины v_P/v_S в начале процесса микротрещинообразования с последующим увеличением этого отношения при дальнейшем деформировании.

Для сухих образцов габбро-амфиболита, гранита 18, гранодиорита 07 и гранодиорит-порфира 12 характерно возрастание отношения v_P/v_S на всей второй стадии деформирования или ее части (гранодиорит 07) с последующим понижением величины v_P/v_S . Для насыщенных образцов всех кристаллических пород характерно увеличение отношения v_P/v_S вплоть до третьей стадии деформирования, в течение которой у гранита 18 и биотитового гранита 08 величина v_P/v_S снижается, у габбро-амфиболита повышается, а у гранодиорита 07 и гнейса 06 остается постоянной.

Таким образом, по результатам испытаний образцов кристаллических пород можно обнаружить взаимосвязь между поведением отношения v_P/v_S в процессе деформирования и соответствующим типом макродеформации. Если в процессе деформирования формируется макроскопическая деформация образца в виде одной плоскости среза, то в поведении отношения v_P/v_S можно выделить следующие характерные моменты.

На первой стадии деформирования происходит залечивание существовавших ранее в породе дефектов структуры и отношение v_P/v_S растет.

На второй стадии начинается процесс микротрещинообразования, причем весь процесс локализуется в области одной наклонной плоскости среза (скола). Развитие микротрещин на второй стадии деформирования уменьшает отношение v_p/v_s , а сама вторая стадия занимает небольшую область осевых деформаций.

На третьей стадии деформирования в плоскости среза растут и залечиваются микротрещины, уже регистрируемые на кривой деформирования. Этот процесс приводит к увеличению v_p/v_s (плаггиогранит 13, гнейс 06) или v_p/v_s остается постоянным (биотитовый гранит 08). Во втором случае вид зависимости (v_p/v_s) — ε_1 отвечает породам с признаками распределения деформации в объеме образцов. Здесь увеличение отношения v_p/v_s наблюдается и на первой, и на второй стадиях деформирования (см. рис. 6).

Причина возрастания отношения v_p/v_s на второй стадии деформирования, вероятно, заключается в особенностях развития микротрещинообразования в этих условиях. Развитие микротрещин не может происходить одновременно во всем объеме образца, необходимым для формирования будущей макродеформации, поскольку это требует больших осевых перемещений. Форма кривых деформирования и наблюдаемая большая область осевой деформации на второй стадии деформирования говорят о том, что развитие микротрещин в объеме образца идет постепенно и возникновение одной (одних) микротрещины сопровождается залечиванием другой (других). В такой ситуации скорости продольных и поперечных упругих волн уменьшаются в различной степени и отношение v_p/v_s возрастает. На третьей стадии деформирования образование и залечивание микротрещин наиболее интенсивно проявляется в области двух плоскостей скольжения, которые расположены под примерно одинаковым углом к оси образца. Отношение v_p/v_s здесь уменьшается (габбро-амфиболит 11, гранодиорит 07) или остается постоянным (гранит 18). Исключение составляет гранодиорит-порфир 12, в котором отношение v_p/v_s растет на третьей стадии деформирования, но столь же исключительным является и рассеивание деформации по объему образцов.

Общие выводы относительно поведения отношения v_p/v_s при деформировании следующие. В пластичных породах величина v_p/v_s как правило, увеличивается до предела текучести. В области пластической деформации поведение v_p/v_s сложное и зависит от механизма деформационного упрочнения. Для сухих кристаллических пород обнаруживается связь между типом макродеформации образцов и поведением отношения v_p/v_s . Если процесс микротрещинообразования приводит к локализованной микроскопической деформации образцов по одной плоскости среза (скола), то величина v_p/v_s уменьшается в период подготовки будущего скольжения и увеличивается (или остается постоянной) на заключительной стадии деформирования. Если микротрещинообразование приводит к рассеянной по объему образца деформации, то в начальной стадии трещинообразования отношение v_p/v_s увеличивается, а по

мере развития микротрещин и локализации их в двух плоскостях скольжения отношение v_p/v_s падает или остается постоянным. Влияние водонасыщения в процессе деформирования качественно выражается в уменьшении чувствительности v_p/v_s к внутриструктурным перестройкам в пластичных породах и микротрещинообразованию в хрупких при развитии в них неупругих деформаций.

ЛИТЕРАТУРА

1. Будников В. А., Волярович М. П., Левыкин А. И. Скорости продольных упругих волн в сухих и влагонасыщенных образцах мрамора при пластической деформации в условиях неравномерного сжатия.— Геофиз. сб., 1975, № 66.
2. Будников В. А. Экспериментальная аппаратура для комплексного исследования образцов горных пород в сложных напряженных состояниях.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1975, № 6.
3. Будников В. А. О влиянии девиатора напряжений на скорости распространения упругих волн в сухих и водонасыщенных образцах горных пород.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1976, № 10.
4. Волярович М. П., Баяк Е. И., Левыкин А. И., Томашевская И. С. Физико-механические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М., «Наука», 1974.
5. Справочник физических констант горных пород. Под ред. С. П. Кларка (мл.). Пер. с англ. М., «Мир», 1969.

ПЛОТНОСТЬ И СЖИМАЕМОСТЬ КСЕНОЛИТОВ В ВУЛКАНИТАХ КАМЧАТКИ ПРИ ДАВЛЕНИЯХ ДО 20 КБАР

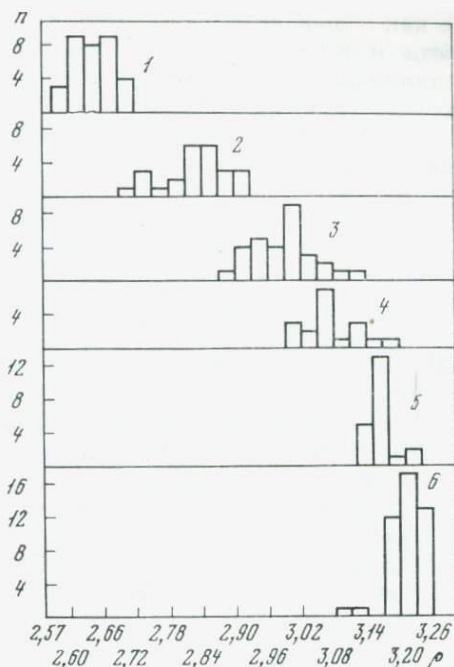
А. И. ЛЕВЫКИН, А. И. ФАРБЕРОВ, М. И. ЗУБИН,
В. А. ЕРМАКОВ, А. В. КОЛОСКОВ

Проблема происхождения ксенолитов в вулканических породах одна из ключевых в вулканологии. Основными задачами являются реконструкция условий их образования (p и T) и определение генетических соотношений ксенолитов. Несмотря на обилие работ по распространенности ксенолитов, условиям их встречаемости, минералогическому и химическому составам, геохимической специализации, вопрос генезиса ксенолитов остается дискуссионным. Существующее положение, на наш взгляд, связано с известной односторонностью подхода к проблеме и, в частности, с малой изученностью физических свойств ксенолитов [1, 2].

В настоящей работе излагаются результаты измерений плотности и удельной объемной деформации в образцах ксенолитов среднего, основного и ультраосновного составов. Полученные значения указанных параметров сопоставлены с результатами гравиметрии

Рис. 1. Распределение значений плотности для некоторых групп ксенолитов вулканов Ключевской группы, Швелуча и Авача

- 1 — габбро-диориты;
 2 — амфиболиты и амфиболитизированные габбро;
 3 — меланократовые амфиболиты;
 4 — пироксениты;
 5 — верлиты;
 6 — гарцбургиты;
 n — число образцов



метрии и ГСЗ. В опытах использовались главным образом образцы, отобранные из вулканитов района северной группы вулканов Камчатки и вулкана Авача.

В тексте используются следующие сокращения: *Ol* — оливин, *Srx* — клинопироксен, *Opx* — ортопироксен, *Amf* — амфибол, *Pl* — плагиоклаз, *Px* — пироксен, *Sp* — шпинель, *Chr* — хромит; *Mt* — рудный минерал (магнетит), *Bi* — биотит, *Fo* — форстерит, *Gl* — стекло, о. м. — основная масса, сл. — следы, м. р. с. — минералы реакционных серий.

Плотность ксенолитов в вулканитах — важный параметр, представляющий большой интерес как при исследовании их генезиса, так и при интерпретации комплекса геофизических данных о глубинной структуре вулканических аппаратов. Систематическое изучение плотностей ксенолитов до сих пор не проводилось. На денситометре ДГП была измерена плотность 250 образцов ксенолитов различного состава из района Ключевской и Авачинской групп вулканов. Точность определений плотности составила $\pm 0,01-0,02$ г/см³. Полученные данные по плотностям использовались для построения гистограмм распределения плотности ксенолитов (рис. 1).

Средние значения плотности ксенолитов варьируют от 2,65 до 3,20 г/см³. За небольшим исключением (роговики и габброиды) эти величины значительно превышают плотность расплавов, выносящих ксенолиты на поверхность Земли [3, 4]. В ксенолитах, так

же как и вообще в магматических породах, с нарастанием оснوبности и меланократовости плотность возрастает. Существенное влияние на плотностные характеристики ряда групп ксенолитов оказывают различные дефекты структуры.

Группа ксенолитов гипербазитового состава в целом (дуниты, гарцбургиты, верлиты и пироксениты) характеризуется $\rho_{\text{ср}} = 3,18 \text{ г/см}^3$ (92 образца), причем около 50% изученных образцов — гарцбургиты ($\rho_{\text{ср}} = 3,21 \text{ г/см}^3$). Наблюдается закономерное уменьшение плотности ультраосновных пород ксенолитов при переходе от чисто оливиновых разновидностей к почти мономинеральным пироксеносодержащим ксенолитам. Среднее значение плотности для интрузивных гипербазитов из разных районов СССР — $3,21 \text{ г/см}^3$ [5]. Сравнение с имеющимися литературными данными [3, 6, 7 и др.] показало, что для дунитов и гарцбургитов разного генезиса различие в плотности не превышает 2%, для пироксенитов же оно достигает 5%. Приведенные цифры несколько занижены из-за присутствия, как правило, небольшого количества серпентина в сравниваемых с включениями ультраосновных породах.

Для дунит-гарцбургитовой ассоциации ксенолитов в целом $\rho_{\text{ср}} = 3,22$, что близко к $\rho = 3,24$ для аналогичной по составу интрузивной формации гипербазитов, участвовавшей в эпохе складчатости [8]. Близкие значения, по-видимому, не случайны, так как для ксенолитов характерен катаклаз и перекристаллизация вплоть до образования дунитов с гнейсовой структурой, а для интрузивных гипербазитов — дробление и расщепление. Исследованные ксеногенные и интрузивные гарцбургиты Камчатки практически идентичны как по химическому, так и по минеральному составу (70—80% *Ol*; 20—25% *Orx*; 3—5% *Chr*, 1% хромшпинели и магнетита), а также близки по степени катаклазированнойности и перекристаллизации. Несколько повышенная плотность гарцбургитов интрузий по сравнению с их ксеногенными аналогами, вероятно, связана с большей пористостью последних.

Так для трех изученных под давлением образцов гарцбургитовых ксенолитов вулкана Авача эффективная пористость составляет 3,35—2,49%, в то время как для интрузивных образцов гарцбургита и дунита она не превышает 0,10—0,32%.

Другой характерной особенностью ксенолитов этой группы является наличие в них микропор, содержащих газ (до 80—90%) и жидкость. Причем микропоры обнаружены¹ не только в Авачинских гипербазитах, в которых они впервые были выявлены и исследованы [9], но и в ксенолитах вулканов Ключевского и Шелвелуча. Если допустить, что различие в плотности интрузивных и ксеногенных разновидностей связано с этими дефектами структуры, микро- и макропористостью, то объем микропор в гарцбургитах

¹ Исследование микровключений выполнено совместно с В. М. Округиным и Г. П. Пономаревым.

ксенолита в среднем не должен превышать 0,5—1%. Эта оценка близка к полученному ранее на основании анализа шлифов значению объема газовых микропор в зернах оливина авачинских ксенолитов [9], а также к полученным расчетным путем значениям закрытой микропористости в гарцбургитовых ксенолитах Авачи [7].

Истинный объем газовых микропор в ксенолитах дунит-гарцбургитовой ассоциации, вероятно, несколько больший, так как оливины, составляющие основную массу породы, в среднем несколько более железисты и соответственно более плотны, чем их «интрузивные» аналоги. Количество микропор с газом в кристаллах пироксенов исследовавшихся ксенолитов в несколько раз больше, чем в кристаллах оливина [9], причем кристаллы диопсида, слагающие в основном образцы изученных пироксенитов, обогащены ими больше, чем кристаллы энстатита, объем которых в этой породе не превышает 3—5%. Вероятно, именно повышенным числом дефектов в структуре в значительной мере и объясняется большее различие в плотности пироксеновых ксенолитов и интрузивных пироксенитов, чем в дунитах и их интрузивных аналогах соответственно. Один из исследованных ксенолитов (97% *Srx*, 3% *Amf*), обнаруженный Г. Б. Флеровым в лавобрекчиях трахибазальтового состава (перевал Кирганикский, Срединный хр. Камчатки), практически нацело лишен газово-жидких микровключений и имеет плотность 3,27 г/см³, приближающуюся к плотности чистого диопсида 3,275—3,283 г/см³ [3, 10].

Что касается исследованных ксенолитов верлитов, как правило, частично амфиболитизированных, то расчеты, основанные на данных об их минералогическом составе, указывают возможный диапазон изменения плотности — 3,19—3,29 г/см³, что на 2% выше измеренных значений ρ_{\max} и ρ_{\min} (см. рис. 1). Образец амфиболитизированного верлита РТ-16, плотность которого 3,16 г/см³ совпадает со средней плотностью для этой группы ксенолитов, содержит неравномерно распределенные в моноклинном пироксене микропоры изометричной и трубчатой формы. Плотность этого образца ниже рассчитанной по минеральному составу на 3%. Промежуточное между дунит-гарцбургитами и пироксенитами положение амфиболитизированных верлитов в отношении снижения плотности по сравнению с рассчитанной по минеральному составу коррелируется с количеством микропор в этих ксенолитах. Для более определенных суждений о совокупности факторов, влияющих на пористость ультраосновных ксенолитов, необходимы специальные количественные исследования макро- и микропористости на большом количестве образцов.

Удельная объемная деформация и плотность включений при высоких давлениях. Сжимаемость и плотность ксенолитов в функции давления представляют большой интерес для изучения структуры этих образований. Эти физические параметры для ксенолитов практически не исследовались ранее. Сжимаемость и плотность

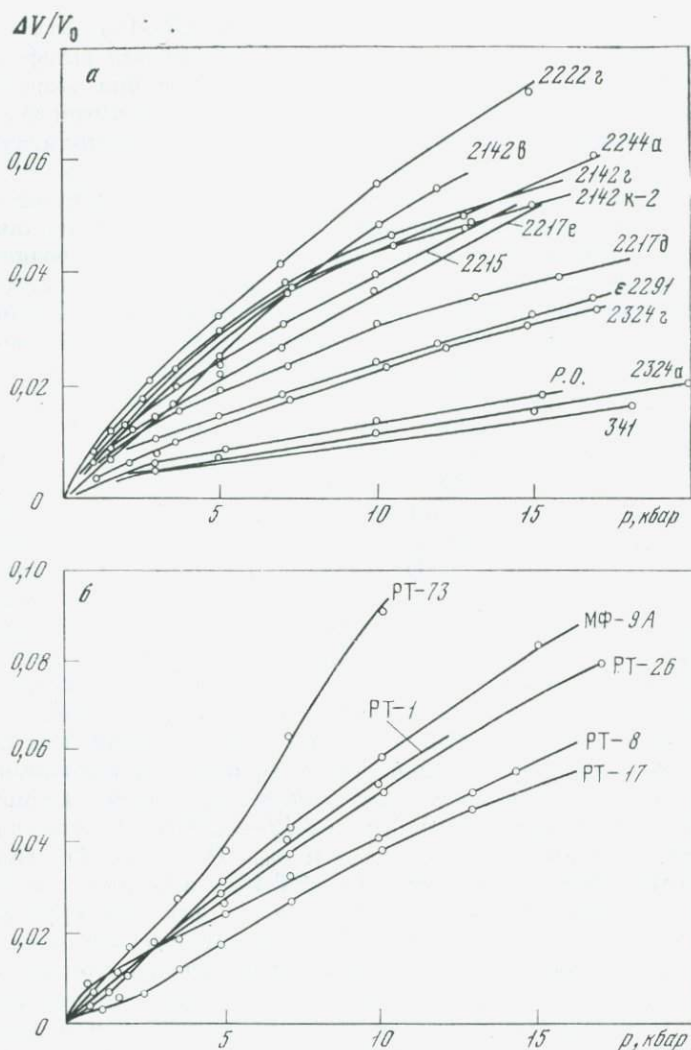


Рис. 2. Зависимость декремента объема $\Delta V/V_0$ от давления для амфиболосодержащих пород ксенолитов из района Ключевской группы вулканов (а) и вулкана Авача (б)

Цифры и буквы у кривых — номера образцов, P.O. — роговая обманка по данным [2], 341 — амфиболит по данным [1]

образцов измерялась по известной методике на установке высоко-го квазигидростатического давления [11, 12] одновременно с определением скорости упругих волн. Из данных измерений вычислялся декремент объема (или удельная объемная деформация) исследуемой породы $\Delta V/V_0$ и плотность ρ . На рис. 2—4 представлены данные для $\Delta V/V_0$ и ρ в функции давлений для ксенолитов Ключевской и Авачинской групп вулканов.

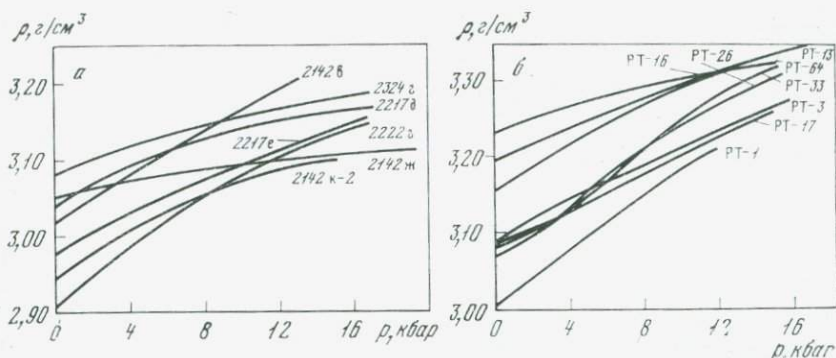


Рис. 3. Зависимость плотности ρ от давления для амфиболодержающих пород ксенолитов из района Ключевской группы вулканов (а) и для гипербазитовых (РТ-16, РТ-64, РТ-13, РТ-33) и амфиболодержающих пород ксенолитов вулкана Авача (б)

Цифры и буквы у кривых — номера образцов ксенолитов

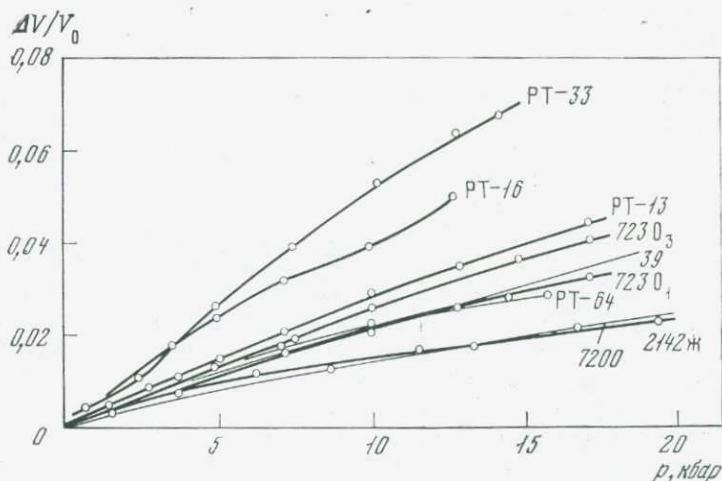


Рис. 4. Зависимость декремента объема $\Delta V/V_0$ от давления для гипербазитовых ксенолитов вулкана Авача (РТ-33, РТ-64, РТ-16, РТ-13), ультраосновных пород (7200, 7230₁, 7230₃) из интрузий Восточной Камчатки и ксенолита—плагноклазового перидотита (2142 ж)

Рассмотрение полученного экспериментального материала позволяет выявить ряд зависимостей. Так же как и для горных пород иного генезиса [1], наблюдается резкое изменение $\Delta V/V_0$ в начальной области давлений, что определяется закрытием основной части микрощелевых пор и трещин. При более высоких давлениях происходит более плавное и, как правило, монотонное повышение $\Delta V/V_0$, связанное в основном со сжатием породообразующих минералов.

Обнаружен и иной характер исследуемых зависимостей: практически линейное изменение декремента объема в начальной

области давлений и последующее значимое изменение наклона кривых $\Delta V/V_0 = f(p)$ к оси давлений при $p = 3-4$ кбар. Эти особенности отмечены для образцов амфиболитов РТ-73, 2142в и амфиболитизированного верлита РТ-33, содержащих значительное количество (до 4—7%) стекла, распределенного в объеме породы, в том числе в интерстициях и внутри кристаллов. В амфиболовых ксенолитах с включениями стекла только в виде пленок такого изменения $\Delta V/V_0$ не наблюдается.

Выявленная аномалия качественно совпадает с характерной особенностью базальтового стекла из лавы вулкана Килауэа [13]. Хотя абсолютные величины удельной объемной деформации базальтового стекла и ксенолитов со стеклом при $p = 15-20$ кбар резко различны (0,0145—0,0146 и 0,05—0,08 соответственно), тем не менее форма экспериментальных кривых показывает, что такие ксенолиты ведут себя при сжатии как стеклоподобные тела. Различие же в уровнях кривых $\Delta V/V_0 = f(p)$ связано главным образом с довольно высокой пористостью ксенолитов (10% для образца 2142в).

Следует подчеркнуть, что наибольшей нарушенностью структуры среди амфиболовых ксенолитов характеризуются образцы, содержащие включения стекла (2222г, 2142в, 2244а, 2142 к-2, 2217е). Это находит свое отражение в поведении кривых $\Delta V/V_0 = f(p)$, занимающих для этих образцов наибольшие значения $\Delta V/V_0$ среди амфиболовых ксенолитов во всем интервале давлений (см. рис. 2, а). Амфиболовые ксенолиты из порфиритов мел-палеогенового возраста хр. Кумроч (2324г, 2324а) характеризуются меньшими значениями декремента объема, чем большинство ксенолитов из вулканитов современных вулканов и плиоцен-плейстоценового вулкана Успенского. Это объясняется залечиванием нарушений в структуре ксенолитов из древних толщ в процессе вторичных изменений. Удельная объемная деформация образца амфиболитизированного габбро 2324а во всем интервале давлений хорошо совпадает с данными для амфиболита 341 [1] и малопористой (0,83%) роговой обманки [2].

Определенное влияние на уровень кривых $\Delta V/V_0 = f(p)$ оказывает также катаклазированность включений. Катаклазированные разности (2222г, 2244а, РТ-26, РТ-8) характеризуются повышенной сжимаемостью (см. рис. 2, а, б).

Для несодержащих стекло амфиболовых ксенолитов намечается тенденция увеличения удельной объемной деформации в образце с ростом количества плагиоклаза, обладающего большей сжимаемостью, чем роговая обманка. Четкую закономерность по имеющимся данным установить затруднительно из-за большой роли структурных неоднородностей. Кроме катаклаза определенное влияние оказывает размер зерен кристаллов во включениях. Например, для полевошпатовых амфиболитов (РТ-8, РТ-26), характеризующихся близкими плотностями, степенью катаклазированнойности и минеральным составом (50% *Amf*, 50% *Pl*), понижен-

ные значения $\Delta V/V_0$ для первого из них обусловлены, вероятно, его крупнозернистостью.

Характер роста плотности амфиболсодержащих ксенолитов с давлением определяется в первую очередь степенью нарушенности их структуры, а также размером зерен. Наиболее крутой наклон к оси давлений имеют кривые $\rho = f(p)$ для содержащих стекло ксенолитов из района Ключевской группы вулканов (2142в, 2217е, 2222г, 2142к—2 — см. рис. 3, а) и для катаклазированных и мелкозернистых разностей включений вулкана (см. рис. 3, б). При высоких давлениях разброс в значениях ρ уменьшается, но все же даже для сравнительно плотных разностей амфиболсодержащих ксенолитов (см. рис. 3, а) он достаточно велик и составляет 2,98—3,12 г/см³ при $p = 4$ кбар и 3,07—3,16 г/см³ при $p = 10$ кбар.

Сопоставляя приведенные на рис. 2,4 данные для ксенолитов разных типов, можно заключить, что наименьшей сжимаемостью характеризуются сравнительно малопористые ультраосновные ксенолиты. Исключение составляет уже отмеченный ранее образец амфиболитизированного верлита со стеклом — РТ-33. Гарцбургитовые включения (РТ-13, РТ-64, эффективная пористость 2,5%) близки по величине $\Delta V/V_0$ к интрузивным аналогам из гипербазитовых массивов Восточной Камчатки (7230₁, 7230₃, 7200, эффективная пористость 0,32%) (см. рис. 4). Для исследованных ксеногенных и интрузивных безплагиоклазовых гипербазитов закономерно, что чем выше плотность образца, тем меньше удельная объемная деформация при высоком давлении [1, 3, 14]. Эта закономерность отражает влияние макропористости щелевого типа, амфиболитизации и аморфизации как на плотность, так и на сжимаемость. В то же время газово-жидкие объемные микропоры, отсутствующие в исследованных интрузивных разностях и присутствующие в ксенолитах, по-видимому, практически не влияют на этот физический параметр. Так, значения $\Delta V/V_0$ для близкого по минеральному составу образца ксенолита РТ-64 и интрузивного образца 7230 практически совпадают, хотя в первом много объемных микропор, неравномерно распределенных внутри кристаллов оливина и особенно пироксена.

Как показал Берг [15], щелевые поры и микротрещины, имеющие отношение ширины к длине 10^{-3} — 10^{-2} , закрываются при приложении гидростатического давления $p = 1$ —10 кбар. В исследованиях гипербазитовых ксенолитов отношение ширины микропор к длине составляет в среднем 0,6—1,0, редко достигая 0,1—0,3. Согласно [6] для закрытия таких пор требуется давление не менее 0,2—1 Мбар. Это очень высокое давление далеко не достигнуто в опытах, поэтому можно считать, что микропоры в кристаллах оливина и пироксена в ходе эксперимента оставались малоизмененными.

Таким образом, новыми данными по сжимаемости подтверждаются ранее сделанные на основании изучения $v_p, v_s = f(p)$

выводы о сохранении микропор в гипербазитовых включениях вулкана Авача вплоть до давлений по крайней мере порядка 20—25 кбар [7].

Сравнение данных по сжимаемости ксеногенных и интрузивных гипербазитов Камчатки, с одной стороны, и ультраосновных пород из других районов при $p = 12$ кбар — с другой, показывает, что последние характеризуются меньшей удельной объемной деформацией. Низкая сжимаемость интрузивных дунитов Северной Америки при несколько меньших давлениях (до 4 кбар) отмечена и другими исследователями [3]. Следует подчеркнуть, что образцы из альпийского пояса гипербазитовых интрузий и вулканического пояса Камчатки в той или иной мере деформированы. В них наблюдается катаклаз, дробление зерен, микротрещиноватость кристаллов, особенно пироксенов, образование двойников давления и т. д. С ростом давления дефекты по крайней мере щелевого типа «залечиваются» и плотности пород дунит-гарцбургитовой группы при давлениях $p \geq 10$ кбар сближаются, становясь почти идентичными в пределах точности определений.

Таким образом, имеющийся экспериментальный материал свидетельствует о сходстве в плотностных и деформационных свойствах дунит-гарцбургитовой группы камчатских включений и их интрузивных камчатских аналогов, особенно при высоком давлении.

Удельная объемная деформация изучалась также на образцах вулканогенно-осадочных, метаморфических и интрузивных пород района Ключевой группы вулканов. Области изменения $\Delta V/V_0$ с давлением для этих пород, а также ксенолитов в целом приведены на рис. 5.

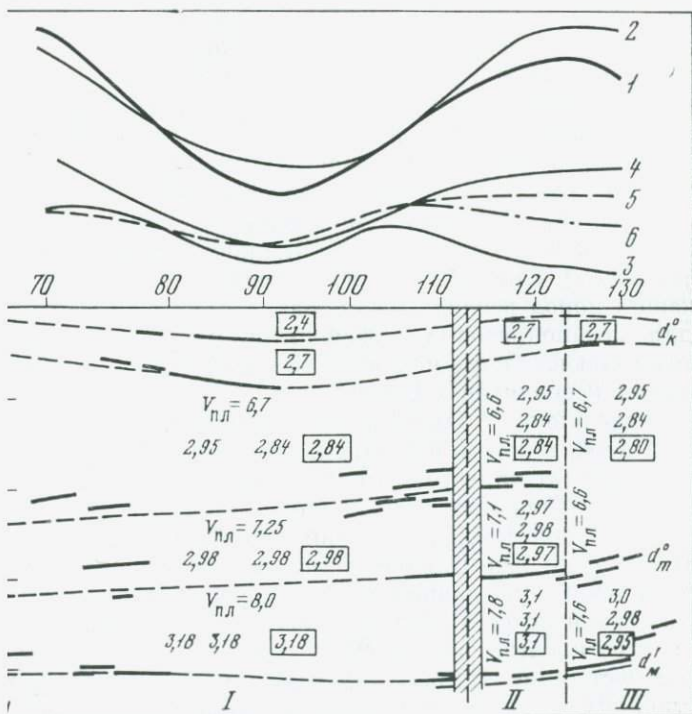
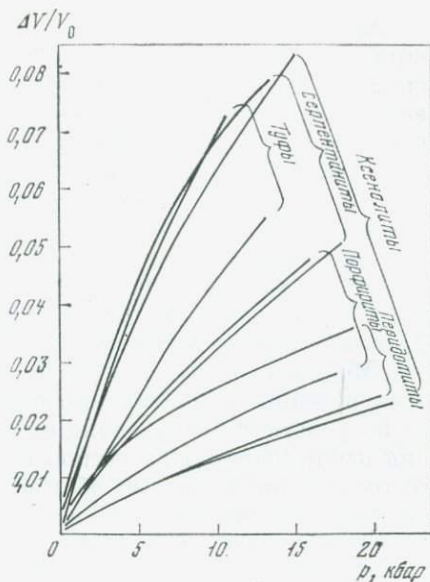
Наиболее сжимаемые ксенолиты, содержащие аморфную фазу, микротрещины и микрощелевые поры, близки по степени деформированности под давлением к таким пластичным породам, как серпентиниты. Наименее сжимаемые ксенолиты слабо деформируются под давлением так же, как и плотные породы, например перидотиты.

О плотностном разрезе коры в районе профиля ГСЗ через Ключевскую группу вулканов. На основании данных по v_p ранее [16] были изложены представления о вещественном составе пород, слагающих глубины земной коры под районом Ключевской группы вулканов. Они могут быть проверены по данным о плотностных свойствах пород в соответствующих условиях, если известен разрез земной коры. В этом случае появляется возможность проверить, не противоречит ли предполагаемое распределение пород различного состава и соответственно плотности аномальному гравитационному полю. На интересующих участках профиля нет данных ГСЗ. В местах отсутствия сейсмических станций они достраивались экстраполяцией. На широтном профиле через Ключевскую группу вулканов выбран участок, пересекающий Козыревскую впадину и собственно Ключевскую группу вулканов несколько южнее вулкана Безымянного.

сти расположения кривых за-
давления декремента объема
разцов ксенолитов и различных
ной Камчатки

нанты плотностного разреза
евской группы вулканов вдоль
[17]

разрезе — варианты значений
поев земной коры в отдельных
нищи блоков — вертикальный
стальные обозначения те же,
азрезе ГСЗ [17]; 1 — наблюде-
: силы тяжести; 2 — расчетная
оверхностей мелового и кри-
го фундамента; 3 — разностная
ажкающая эффект глубинных
; — расчетные кривые силы тя-
убинных границ при значениях
указанных на разрезе. Значе-
стей в рамке соответствуют



Аномальное гравитационное поле рассчитывалось от следующих основных границ раздела: кровля мелового фундамента, граница Конрада, граница Мохоровичича (dm° , dm'). Основной гравитирующей границей является поверхность меловых (мел-палеогеновых?) отложений. Из сопоставлений с сейсмическими данными и данными измерения образцов в различных районах Камчатки скачок плотности на этой границе составляет $0,3 \text{ г/см}^3$ при плотности меловых отложений $2,7 \text{ г/см}^3$. Разностная кривая, полученная вычитанием из наблюдаемого поля расчетной кривой от поверхности мелового фундамента, может быть объяснена с учетом двух вариантов — условности границ раздела, построенных экстраполяцией, и возможности отклонений свойств от принятой модели. Можно считать, что разностная кривая получена именно по этим причинам. Изменяя поведение рельефа мелового фундамента на участках экстраполяции, можно добиться точного совпадения наблюдаемой и расчетной кривых. Предположительность этого толкования позволяет обсудить и второй вариант: разностная кривая обусловлена рельефом глубинных границ (или латеральным изменением свойств на глубинах более 10 км).

Отдавая себе отчет в условности этих построений, считаем полезным рассмотреть возможные модели, степень их соответствия аномальному полю. Результаты представлены на рис. 6. Участок профиля был разделен на блоки, которым приписывались определенные свойства. Приближение характера кривой (суммарной от глубинных границ) к разностной происходит в случае понижения плотности в низах блока *II* и по всей мощности блока *III*.

Полученная картина распределения плотности качественно согласуется со скоростным разрезом по ГСЗ — снижение плотности происходит на участках с пониженными значениями пластовых скоростей. Сопоставим полученные значения плотностей с данными для ксенолитов. В невулканическом блоке *I* плотности в «гранитном» слое ($2,84 \text{ г/см}^3$) соответствует $\rho_{\text{ср}}$ для амфиболсодержащих пород ксенолитов, в «базальтовом» слое ($2,98 \text{ г/см}^3$) — $\rho_{\text{ср}}$ для меланократовых амфиболитов и основных гранулитов, а в подстилающей кору мантии ($3,18 \text{ г/см}^3$) — $\rho_{\text{ср}}$ для группы гипербазитовых ксенолитов в целом.

Отличие блока *II* заключается в снижении плотности слоя, переходного между корой и мантией, до значения $3,1 \text{ г/см}^3$, характерного для верлит-пироксенитовых и горнблендитовых ксенолитов. Еще более низкая плотность в этом слое ($2,95 \text{ г/см}^3$) в пределах блока *III* близка к $\rho_{\text{ср}}$ для группы metabазитов в целом.

Проведенное сопоставление показывает, что предположенные ранее на основании данных по v_p модели состава по крайней мере для «гранитного» и «базальтового» слоев в пределах блоков *I* и *II* не противоречат гравиметрическим данным, причем одновременный рост температуры и давления в коре с глубиной приводит к частичному взаимному уничтожению влияния этих двух факторов на ρ .

Так, расчеты показывают, что для метабазитов, с учетом средневзвешенных значений коэффициентов объемного расширения основных минеральных компонентов этих пород (Pl , Amf , Cpx) [3], относительное увеличение объема $\Delta V/V_0$ составит 0,7—1,4% для $t = 400^\circ C$ и 1,6—2,7% для $t = 800^\circ C$. Величины декремента объема для нестекловатых амфиболсодержащих пород ксенолитов в интервале давлений 3—8 кбар варьируют в тех же пределах (см. рис. 2).

Допуская амфиболитовый состав блока *III* оказывается необходимым предположить преобладающее над давлением влияние температуры на плотность. Сравнительно широкая распространенность среди ксенолитов амфиболсодержащих пород со стеклом указывает на одну из возможных причин снижения плотности. Для уровней в коре, соответствующих «гранитному» слою с $\rho = 2,80 \text{ г/см}^3$, количество аморфной фазы, по расчетам, не должно превышать 10—15%. При вычислениях плотность исходных плагиоклазсодержащих амфиболитов и амфиболовых габбро принималась равной 2,84—2,86 г/см³, а разность в плотностях кристаллической и аморфной фаз (8,5—11%), как для основных минералов — альбита и ортоклаза [3].

Реальное содержание аморфной фазы должно быть существенно меньше, так как ее состав в рассматриваемых породах, по-видимому, более кислый, чем состав плагиоклаза в них. Если состав стекол среднекислый, то различие в плотности кристаллической породы и аморфной фазы может достигать 15% и более. Количество аморфной фазы на рассматриваемых уровнях в блоке *III* не должно превышать в этом случае ~9%. Для более определенных суждений требуются исследования состава стекол в амфиболсодержащих породах ксенолитов.

Уменьшение плотности может быть обусловлено и изменением свойств минералов в однотипных породах. Так, увеличению содержания альбитовой составляющей на 20—40%, обнаруженному в новообразованных зернах плагиоклаза в амфиболитах, должно соответствовать падение плотности этого минерала на 0,03—0,06 г/см³. Количественная оценка этого эффекта пока затруднительна, так как отсутствуют точные данные об основности и объемном соотношении реликтовых и новообразованных плагиоклазов в амфиболсодержащих породах ксенолитов. Тем не менее легко показать, что для пород, где содержание плагиоклаза превышает 50%, а реликтовые фазы редки, снижение плотности с 2,84 до 2,80 г/см³ может быть почти целиком обусловлено покислением плагиоклаза в процессе амфиболитизации. Этот процесс, судя по анализу ксенолитов, наиболее интенсивен как раз под вулканами андезитовой формации, расположенными над блоком *III*.

В нижней части блока *III* снижение плотности, кроме указанных выше причин, может быть обусловлено появлением относительно менее плотного минерала — плагиоклаза при изменении ультраосновных гранулитов. Эффект аморфизации для таких пород

в случае кислого состава образующейся аморфной фазы будет значительно сильнее, чем для амфиболитов и габбро — контраст плотности может достигать 20% и более. В условиях одновременного и однонаправленного действия всех трех указанных факторов количество аморфных включений в породах нижней части блока III не должно превышать 10–15%. Наконец, определенную роль играет повышенная температура среды в рассматриваемом блоке. Здесь в интервале глубин 10–20 км расположена неоднородность с пониженной скоростью $v_p \approx 5,3$ км/с, которую, по нашим оценкам, можно аппроксимировать как расплавом базальта, так и андезита со значительным количеством твердой фазы [18]. Ширина зоны теплового воздействия вокруг выявленного аномального тела, если рассматривать его как тело внедрения, может быть сопоставлена с его мощностью. При этом максимальная температура прогрева вмещающих пород на контакте—0,5–0,7 ($T_m + T_1$), где T_m — температура расплава, а T_1 — температура вмещающих пород [19]. Таким образом, поперечные размеры участка с повышенной температурой и соответственно пониженной плотностью по сравнению с вмещающей средой могут достигать ~ 15–20 км.

Что касается плотности переходного слоя между корой и мантией в блоке III (2,95 г/см³), то она соответствует $\rho_{ср}$ для амфиболсодержащих пород ксенолитов в целом. Но значение v_p для этой группы пород даже без учета влияния температуры не превышает 7,3–7,4 км/с при соответствующих давлениях, а по данным ГСЗ $v_p = 7,6–7,8$ км/с в переходном слое. На этих уровнях теоретически возможна реализация модели двухфазной среды, состоящей из ультраосновного вещества и выплавов. Расчеты показывают, что для этого необходимо присутствие не менее 30–50% включений аморфной фазы состава от основного до кислого в матрице ультраосновной породы с $\rho = 3,18$ г/см³. Однако v_p в такой среде будет значительно ниже 7,0 км/с, что противоречит данным ГСЗ. Если рассматриваемая плотностная модель близка к реальной, то гипербазитовый состав переходного слоя в блоке III неприемлем. Можно лишь допустить наличие небольших объемов верлитов, пироксенитов, кортландитов, тесно ассоциирующихся во включениях с амфиболовыми разностями и характеризующихся наиболее низкой плотностью среди гипербазитовых включений. Необходимо еще раз подчеркнуть, что приведенный краткий анализ одного из возможных плотностных разрезов коры под вулканами — чисто качественный. Для более определенных суждений требуется в первую очередь знание точного положения границ и плотности консолидированного фундамента и вышележащих слоев непосредственно под вулканической группой.

О генезисе амфиболсодержащих пород ксенолитов. Проведенные исследования в совокупности с ранее опубликованными материалами [16, 18] позволяют рассмотреть возможные пути решения проблемы генезиса одной из групп ксенолитов — метабазитов.

Ксенолиты этой группы в целом по своим физико-механическим свойствам, минералогическому и химическому составам и структурно-текстурным особенностям соответствуют породам амфиболитовой фации. Показано [16], что такими породами может быть сложена кора в вулканических районах ниже кровли консолидированного фундамента. Кора в этом случае характеризуется относительно пониженной плотностью и слабым изменением v_p с глубиной. Отождествление ксенолитов метабазитов с породами, слагающими разрез коры под вулканами, представляется достаточно обоснованным с геолого-геофизических позиций. Однако в решении этого вопроса имеется ряд трудностей, связанный, в частности, с широким распространением стекловатых включений. Вопрос об образовании стекловатой фазы крайне важен для понимания природы ксенолитов и требует специального рассмотрения.

Большинство исследователей рассматривают стекла как продукт закалки расплава в условиях, близких к поверхности при подъеме включений в магме. При этом образование расплава может быть связано как с термическим воздействием магмы на ксенолиты, так и с региональным повышением температуры на глубине. Затухание сейсмических волн должно быть резко повышенным в среде, содержащей пленки и линзы расплава [20, 21]. При работах ГСЗ повышенное затухание P -волн по сравнению с окружающей территорией обнаружено непосредственно под зоной, протягивающейся между вулканами Безымянным и Ключевским [17].

Физико-петрологическая интерпретация динамических параметров зарегистрированных P -волн, отраженных от границ раздела под закрытыми углами, представляет чрезвычайно сложную задачу. В качестве одной из причин повышенного затухания можно допустить существование пленок и линз расплава в рассматриваемой зоне. В этом случае частично стекловатые включения метабазитов (если стекло существовало в виде расплава на глубине) могут соответствовать породам локальных частей разреза кристаллического фундамента непосредственно под вулканами. Значения v_p в них с учетом эффекта разжижения стекловатой фазы должны быть ниже значений $v_{пл} = 6,6 - 6,7$ км/с, полученных при ГСЗ. Так, если в исследованных амфиболсодержащих породах на глубине до захвата магмой содержалось не стекло, а $\geq 10\%$ частиц расплава изометричной формы среднекислого состава, то $v_{рсп}$ в них составит $6,2 - 6,4$ км/с. Если основываться на данных этих вычислений, то включения с такой и большей долей стекла (расплава на глубине) нельзя отождествлять с породами, значительные объемы которых характеризуются пластовыми скоростями $v_p = 6,6 - 6,7$ км/с.

Сделанная оценка, конечно, требует дальнейшего уточнения, так как принятые при расчете значения v_p в расплаве получены при $p = 1$ кгс/см² [4,22], а учет влияния давления основан на данных для жидких щелочных металлов. При современном

уровне знаний физических свойств горных пород в интервале плавления под давлением трудно оценить достаточно точно долю расплава, согласующуюся с данными геофизики. Тем не менее следует отметить, что влияние на v_p даже меньшего количества расплава, но в виде пленок и тонких прослоев будет такое же или более существенное, чем для рассмотренного количества сферических включений [23].

Геофизическая информация для Ключевской группы вулканов не дает оснований для выводов о плавлении пород коры в широких масштабах. Реальными представляются также предположения либо о явлениях частичной аморфизации вещества при температурах, близких к солидусным, сопровождающейся разуплотнением [24], либо о стадии предплавления пород, когда еще не происходит резкого роста затухания упругих волн в веществе [25]. Расплав при этом, если и существует, то только в виде изолированных в межзерновых пространствах пленок, не полностью обволакивающих кристаллы. По-видимому, такой стадии преобразования вещества отвечают ороговикованные метабазиты с крайне незначительным количеством (доли процента) стекловатой фазы. В подобной среде при высоких значениях параметров p и T , по экспериментальным данным [26], еще сохраняются реологические свойства кристаллического тела (характер крипа, в частности) и, вероятно, обеспечивается возможность возникновения землетрясений. В этой связи необходимо отметить, что кора в районе восточной части рассматриваемого профиля ГСЗ характеризуется умеренной сейсмичностью [27, 28].

ЛИТЕРАТУРА

1. Воларович М. П., Баюк Е. И., Левыкин А. И., Томашевская И. С. Физико-механические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях. М., «Наука», 1974.
2. Афанасьев Г. Д., Великов Б. П., Баюк Е. И. и др. Упругие свойства сподумена, роговой обманки и жадеитита при давлениях до 15 кбар. — В кн.: Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. Тбилиси, «Мецниереба», 1974.
3. Справочник физических констант горных пород. Под ред. С. П. Кларка (младшего). Пер. с англ. М., «Мир», 1969.
4. Murase T., McBirney A. R. Properties of some common igneous rocks and their melts at high temperatures. — Geol. Soc. Am. Bull., 1973, 84, p. 3563—3592.
5. Беляевский Н. А. Земная кора в пределах территории СССР. М., «Недра», 1974.
6. Brace W. F. Some new measurements of linear compressibility of rocks. — J. Geophys. Res., 1965, 70, N 2, p. 391—398.
7. Левыкин А. И., Фарберов А. И. Упругие свойства гипербазитовых ксенолитов вулкана Авача при давлениях до 27 кбар. — В кн.: Тектонофизика и механические свойства горных пород. М., «Наука», 1971, с. 162—199.
8. Москалева С. В. О возможной природе поверхности Мохоровичича. — В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. Верхняя мантия, № 7. М., «Наука», 1970, с. 235—243.

9. Масуренков Ю. П., Селянгин О. Б. Роль газовой фазы и легкорастворимых соединений в образовании перидотитовых ксенолитов вулкана Авача.— В кн.: Ксенолиты и гомогенные включения. М., «Наука», 1969.
10. Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н., Кривенко А. Г., Кутюлин В. А. Породообразующие пироксены. М., «Наука», 1971.
11. Волярович М. П., Левыкин А. И., Галдин Н. Е. Измерение скоростей продольных упругих волн в образцах горных пород при давлениях до 20 000 кг/см².— ДАН СССР, 1964, 157, № 6.
12. Волярович М. П., Левыкин А. И. Изучение скоростей продольных волн в образцах изверженных горных пород при высоких давлениях до 40 000 кг/см².— ДАН СССР, 1965, 165, № 6.
13. Adams L. H., Gibson R. E. The compressibilities of dunite and of basalt glass and their bearing on the composition of the Earth.— Proc. Nat. Acad. Sci. U. S. A., 1926, 12, 5, p. 275—383.
14. Волярович М. П., Курскеев А. К., Левыкин А. И. и др. Исследование плотности горных пород Центрального Казахстана при высоких давлениях.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 1, с. 46—51.
15. Berg Ch. A. Deformation of fine cracks under high pressure and shear.— J. Geophys. Res., 1965, 70, 14.
16. Ермаков В. А., Фарберов А. И., Балеста С. Т., Левыкин А. И. Состав и строение земной коры Восточной Камчатки по геолого-геофизическим данным.— Геология и геофизика, 1975, № 9, с. 154—172.
17. Утнасин В. К., Абдурахманов А. И., Аносов Г. И. и др. Глубинное строение вулканов Ключевской группы и проблема магматических очагов.— Сов. геол., 1974, № 2, с. 36—54.
18. Левыкин А. И., Фарберов А. И., Ермаков В. А., Балеста С. Т. Состав и состояние вещества земной коры района Ключевской группы вулканов.— В кн.: Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Петропавловск-Камчатский, Дальневосточное книжн. изд-во, 1974, с. 41.
19. Шаронов В. В., Меламед В. Г. Применение задачи Стефана к некоторым вопросам кристаллизации интрузивных тел и контактного метаморфизма.— Геология и геофизика, 1966, № 6.
20. Spetzler H., Anderson D. L. The effect of temperature and partial melting on velocity and attenuation in a simple binary system.— J. Geophys. Res., 1968, 73, 18, p. 6051—6061.
21. Stocker R. L., Gordon R. B. Propagation of sound in rock containing fluid-phase.— Trans. Amer. Geophys. Union EOS, 1969, 20, 4, p. 314.
22. Фарберов А. И., Соколов Л. Н., Левыкин А. И. и др. Экспериментальные исследования скорости и затухания ультразвука в частично и полностью расплавленных эффузивах.— ДАН СССР, 1975, 220, № 2, с. 339—341.
23. Stocker R. L., Gordon R. B. Velocity and internal friction in partial melts.— J. Geophys. Res., 1975, 80, 35, p. 4828—4836.
24. Магницкий В. А., Жарков В. И. Природа слоев пониженных скоростей сейсмических волн в верхней мантии Земли.— В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. Верхняя мантия, № 7. М., «Наука», 1970, с. 197—212.
25. Auten T. A., Gordon R. B., Stocker R. L. Q and mantle creep.— Nature, 1974, 250, 5464, p. 317—318.
26. Arzi A. A. Experimental study of partial melting in natural rocks and subsequent creep under low stresses.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1974, 53, 4, p. 513.
27. Токарев П. И., Широков В. А., Зобин В. М. Сейсмичность района северной группы вулканов Камчатки.— В кн.: Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 46—52.
28. Иванов В. Б., Гарбузова, В. Т., Рожков А. М., Фешин В. В. Состояние вулканов Северной Камчатки в 1970 г.— Бюл. вулканол. ст., 1973, № 49, с. 3—9.

ПЛОТНОСТЬ И СЖИМАЕМОСТЬ ЭКЛОГИТОВ ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ

С. М. КИРЕЕНКОВА

■ К числу важнейших параметров, характеризующих физическое состояние вещества в недрах Земли, относятся плотность и сжимаемость горных пород и минералов. Определение их в лабораторных условиях при высоких термодинамических параметрах является одним из источников при моделировании процессов, происходящих в Земле, при создании моделей земной коры и верхней мантии. По сравнению с целым рядом физических характеристик пород плотность и особенно сжимаемость мало изучены при высоких давлениях.

К одним из первых работ по этому вопросу относятся работы Л. Х. Адамса, П. В. Бриджмена, Ф. Берча [1—9] и др. Более поздними являются исследования: М. И. Корнфельда, М. П. Воларовича, Д. Б. Балашова, В. Ф. Брейса, Д. Р. Стефенса, Т. С. Лебедева и др. [10—14]. Довольно обширный обзор экспериментального материала по сжимаемости горных пород и минералов приведен в двух справочниках [15, 16]. Большинство результатов получено при давлениях до 10 кбар [15, 16]. Предел давлений повышен до 30 кбар в экспериментах Д. Р. Стефенса, М. П. Воларовича, Д. Б. Балашова. Среди указанных работ нет сжимаемости эклогитов при высоких давлениях.

Ранее была определена сжимаемость офиолитовых эклогитов Южного Урала при давлениях до 17,5 кбар. В настоящее время диапазон давлений расширен до 25 кбар. С помощью аппаратуры и методики, разработанных в ИФЗ АН СССР [17], определены плотность и сжимаемость мантийных и коровых эклогитов, шпинелевого перидотита, шпинелевого оливинита.

Остановимся на анализе полученных экспериментальных данных. Плотность и сжимаемость исследованных пород рассчитывались по изменению декремента объема, определяемому по известной методике [17]. Средние значения декремента объема эклогитов заключены в пределах от 0,001 до 0,01 (при давлении 0,5 кбар) и от 0,015 до 0,035 (при 25 кбар). Как правило, высокоскоростные малоизмененные эклогиты показывают наименьшее изменение декремента объема с давлением.

На рис. 1 приведены зависимости $\Delta V/V = f(p)$ для эклогитов, имеющих высокую плотность. Наблюдается увеличение декремента объема с повышением давления в интервале значений до 20 кбар. После 20 кбар в отдельных образцах кривая $\Delta V/V = f(p)$ выполаживается или иногда наблюдается уменьшение декремента объема с давлением.

На основании петрографической характеристики пород [18] мантийные эклогиты из трубки «Обнаженная» состоят из пирро-

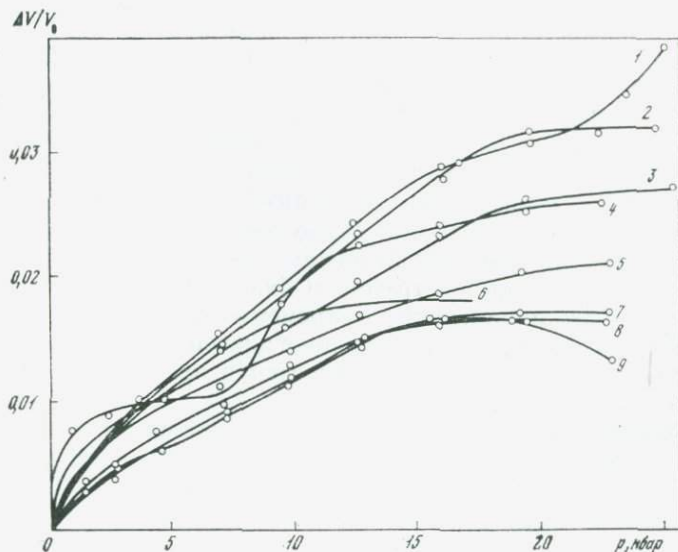


Рис. 1. Зависимость декремента объема от давления для мантийных эклогитов
Образцы вырезаны в различных направлениях: эклогит: 1—4 — 3633; 5—9—3629

вого граната и диоксидового пироксена. Как показывают ранее проведенные исследования коровых эклогитов [19], а также данные, полученные для ряда горных пород и минералов [20], изменение декремента объема связано со структурными изменениями в породе и в породообразующих минералах. Вероятно, с определенного давления на характер $\Delta V/V = f(p)$ оказывают влияние тожко структурные особенности минералов и их перестройка под давлением. Изменения декремента объема с давлением для эклогитов с высокой плотностью составляет 20—40%/кбар, т.е. в 5—10 раз.

В эклогитах, имеющих в основном тот же состав, но меньшую плотность, наблюдается большее увеличение декремента объема с давлением. Для них (см. рис. 1) отмечается аналогичное увеличение функции с давлением, с некоторыми пологими площадками для отдельных образцов, но, изменение $\Delta V/V$ с давлением составляет 90%/кбар, т.е. в 2—4 раза больше, чем у эклогитов с более высокой плотностью при том же давлении. Все другие образцы в той или иной степени повторяют приведенные выше кривые. Для сравнения с мантийными эклогитами, в составе которых имеется пироповый гранат, был исследован свежий коровый эклогит Кокчетавского массива с альмандиновым гранатом. Образцы этого эклогита имеют плотность, сопоставимую с плотностью мантийных эклогитов, но при тех же давлениях и значениях плотности декремент объема для них совершенно иной.

На рис. 2 представлены графики $\Delta V/V = f(p)$ для корового эклогита 3624. Из графика видно, что средние значения $\Delta V/V$

при одном и том же давлении в 1,5–2 раза выше, чем у мантийных эклогитов. На графиках функции $\Delta V/V = f(p)$ наблюдается больше аномальных участков. Для большинства образцов довольно велики изменения $\Delta V/V$ с давлением, а именно в 30–40 раз в интервале 0,5–25 кбар. Вообще разброс кривых на рис. 2 велик ввиду неоднородности куска породы.

Помимо мантийных эклогитов в кимберлитовых трубках встречается много других включений, изучение которых представляет несомненный интерес. Исследованы шпинелевый перидотит и шпинелевый оливинит из трубки «Обнаженная». На рис. 3 представлены графики изменения декремента объема при давлениях до 25 кбар для этих пород. Численное значение декремента объема для шпинелевого перидотита находится в пределах средних значений для эклогитов.

На основании изменения декремента объема были рассчитаны плотность и сжимаемость перечисленных включений при давлениях до 25 кбар. Численные значения плотности и сжимаемости при атмосферном и высоком давлениях приведены в таблице.

Рассмотрим, как изменяется плотность при повышении давления. На рис. 4 дана зависимость $\rho = f(p)$ для эклогитов, имеющих различную первоначальную плотность. Как видно из графиков, функция $\rho = f(p)$ довольно монотонно увеличивается с давлением. Максимальное приращение плотности с давлением составляет 4–5%. На кривых практически не наблюдается тех аномальных участков, которые имели место на кривых, выражающих зависимость декремента объема от давления. Очевидным является и то, что увеличение численного значения плотности с давлением значительно меньше, чем декремента объема для одних и тех же пород. Это позволяет сказать, что плотность как физический параметр менее чувствительна ко всевозможным структурным факторам (трещиноватость, пористость и т. п.), чем декремент объема.

Сжимаемость, при давлениях выше 5 кбар, как и плотность, является характеристикой, мало зависящей от структурных неоднородностей, и определяется главным образом сжимаемостью порообразующих минералов. На рис. 5 представлена зависимость $\rho = f(p)$ для образцов эклогитов, имеющих высокую плотность и высокие значения скоростей упругих волн. Как видно, сжимаемость эклогитов даже в начальном интервале давлений невелика, и ее изменение составляет 50–75% от атмосферного до 25 кбар.

На рис. 6 приводится изменение сжимаемости с давлением для некоторых образцов эклогитов, имеющих плотность, численно меньшую, чем приводилась выше. Как и в первом случае, от 5 до 25 кбар сжимаемость изменяется в довольно узком диапазоне, показывая некоторое увеличение численного значения. Характер изменения функции с давлением плавный и монотонный после 5 кбар. Максимальное изменение сжимаемости для всех образцов наблюдается от 0,5 до 5 кбар.

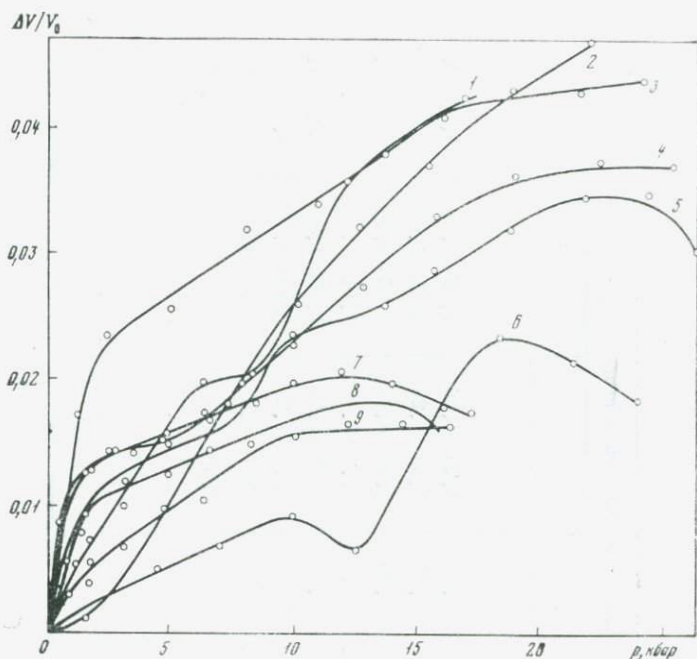


Рис. 2. Зависимость декремента объема от давления для корового эглогита 3624. Образцы (1—9) вырезаны в трех направлениях

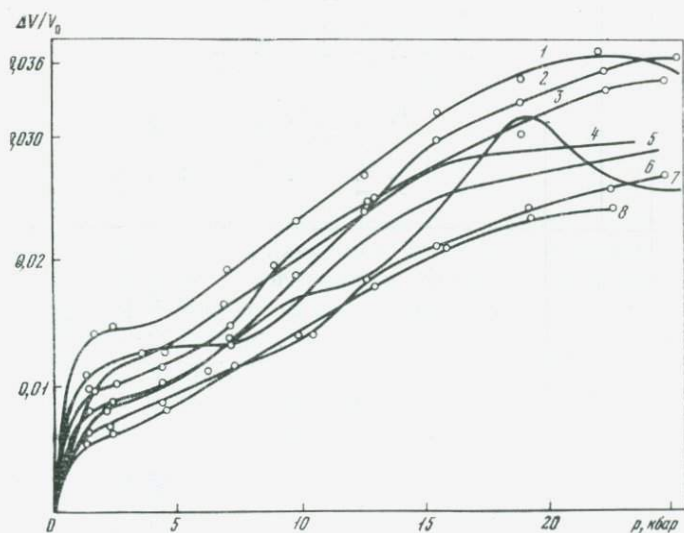


Рис. 3. Зависимость декремента объема от давления для шпинелевого перидотита 3628 (1, 4, 5, 7) и шпинелевого оливинита 3627 (2, 3, 6, 8)

Порода	$\beta \cdot 10^{-4}$, см ² /кг, при p , кбар					
	1	5	10	25	20	25
Эклогиты						
3629	4,0—1,6	2,0—1,6	1,44—1,16	1,20—1,06	1,02—0,78	1,00—0,56
3630	2,8	1,96—1,40	1,60—1,42	1,50—1,28	1,45—1,00	0,91
3631	3,0—1,2	2,0—0,4	1,65—0,60	1,50—0,73	1,25—0,75	0,95—0,64
3632	1,6—0,6	1,40—1,12	1,4—1,1	1,2—1,0	1,14—0,99	0,92
3633	8,4—3,0	3,2—2,4	2,6—1,6	3,02—1,28	1,57—1,28	2,2—1,17
3635	13,0—1,4	5,2—1,6	1,36—3,30	2,6—1,2	2,15—1,05	1,76—0,76
3628	13,0—8,7	3,36—2,10	2,4—1,7	2,1—1,6	1,8—1,5	1,4—1,0
Л-71-33	10—5	2,74—1,60	1,86—1,35	1,80—1,35	1,32	1,04
Коровый эклогит 3624	9,7—1,2	5,00—1,06	3,37—0,90	2,66—0,90	2,18—0,90	1,76—0,76
Шпинелевый перидотит 3626	8,0—1,4	4,42—1,28	2,17—1,16	1,58—1,02	1,25—0,91	1,00—0,82
Шпинелевый оливинит 3627	10,0—4,6	2,40—1,76	2,1—1,4	1,9—1,3	1,6—1,1	1,40—1,08

Рис. 4. Плотность мантийных эклогитов при высоких давлениях

- 1—3650₂(1);
2—3632;
3—3630₁(1);
4—3650₁(4)

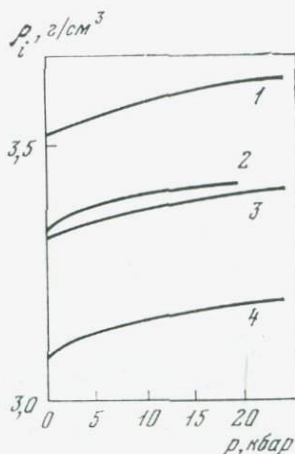
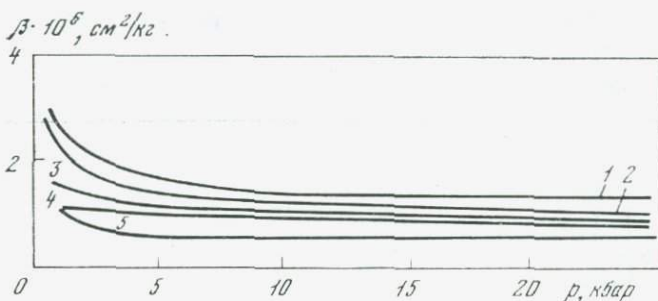


Рис. 5. Сжимаемость образцов эклогитов высокой плотности

- 1—3630₁(1);
2—3630₁(1);
3—3631₁(2);
4—3631₁(2);
5—3632₂(1)



Для шпинелевого оливинита и перидотита значения сжимаемости вписываются в пределы, установленные для мантийных эклогитов.

Коровый эклогит 3624 имеет более широкий диапазон значений сжимаемости при всех давлениях, особенно в интервале давлений до 5 кбар. Графики $\beta = f(p)$ для него даны на рис. 7. Анализируя графики функции $\beta = f(p)$, можно отметить: более высокие значения сжимаемости в начальном интервале давлений по сравнению с мантийными эклогитами и значительное изменение сжимаемости с давлением для большинства образцов (в несколько раз). Сужение интервала значений наблюдается после 5 кбар, как это имело место для мантийных эклогитов. При сопоставлении графиков функций $\Delta V/V = f(p)$ и $\beta = f(p)$ можно видеть, что сжимаемость выше 5 кбар у этих образцов также мало зависит от структурных особенностей породы.

Представляло интерес провести сопоставление с результатами, полученными ранее для эклогитов офиолитового типа, отобранных на Южном Урале. Поскольку южноуральские эклогиты были исследованы до 17 кбар, сопоставление данных проводится при давлениях 15 кбар. Основными породообразующими минералами

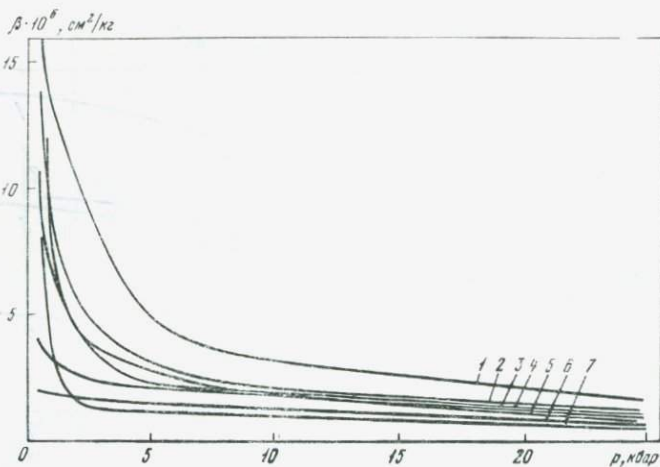


Рис. 6. Сжимаемость образцов эклогитов различной плотности
1—4, 6—3633; 5, 7 — 3635

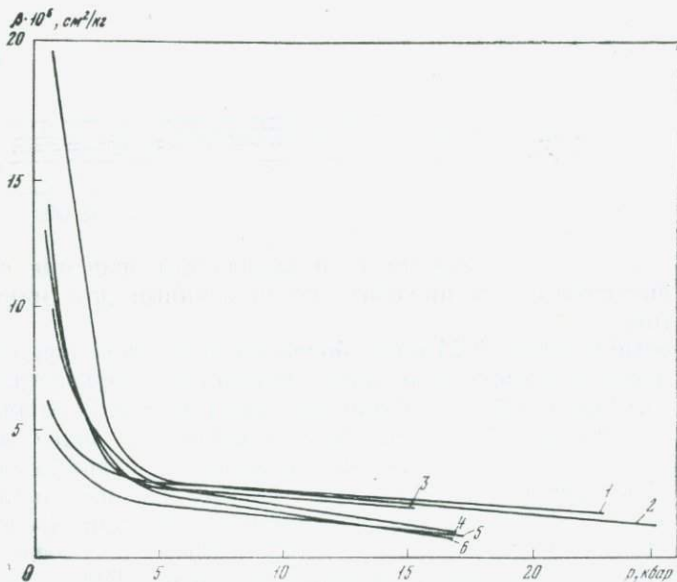


Рис. 7. Сжимаемость образцов корового эклогита 3624

Образцы 1—6 вырезаны в трех взаимно перпендикулярных направлениях

эклогитов офиолитового типа являются альмандиновый гранат и пироксен (во многих образцах — жадеит), в мантийных — пироповый гранат и диопсидовый пироксен, составляющие в сумме 90—95% всего состава. Поэтому эклогиты того и другого типа

имеют высокие плотности при атмосферном и высоком давлениях. Плотность мантийных эклогитов несколько выше и имеет меньший разброс значений.

Графики функции, выражающие зависимость плотности от давления, имеют аналогичный линейный характер при высоких давлениях. Различие заключается в более высоком изменении плотности с давлением для эклогитов офиолитового типа. В отличие от мантийных эклогитов офиолитовые эклогиты подвержены изменениям, происшедшим в процессе метаморфизма. Наиболее неизменные разности входят в состав первой группы.

В процессе регрессивного метаморфизма происходит глаукофанизация, мусковитизация, окварцевание, лавсонитизация и хлоритизация эклогитов. Следует отметить, что при регрессивном метаморфизме происходят изменения не только в составе пород, но и в отдельных минералах. На втором этапе метаморфизма пироксен замещается амфиболом (эклогиты II группы I подгруппы) и мусковитом (II группа II подгруппа). На третьем этапе (диафторезе в обстановке зеленосланцевой фации) появляется хлорит [19]. Эти изменения в составе породообразующих минералов, а также имеющиеся структурные характеристики (трещиноватость, пористость и т. д.) хорошо прослеживаются при определении физических характеристик пород.

На рис. 8 приводится зависимость декремента объема от давления для эклогитов из различных групп. Анализ полученных результатов позволяет отметить тенденцию к увеличению декремента объема с уменьшением плотности. Наименьший декремент объема — в эклогитах I группы, в составе которых от 90—95% граната и пироксена при невысокой пористости. Для пористых эклогитов декремент объема значительно выше.

Так, для эклогита 1593-1-1 плотностью при атмосферном давлении $3,38 \text{ г/см}^3$ и пористостью 0,72 и эклогита 1593-1-2 плотностью $3,28 \text{ г/см}^3$ и пористостью 1,71 декремент объема при 10 кбар отличается на 50%, тогда как плотность при атмосферном давлении на 3%. По-видимому, это происходит из-за пористости.

Эклогит 1600-1-1 содержит 65% граната и имеет плотность при атмосферном давлении $3,31 \text{ г/см}^3$; 1603-2-2 содержит 30% граната и имеет плотность $3,08 \text{ г/см}^3$, но сжимается с давлением больше, чем второй, вероятно, за счет того, что пористость 1601-1-1 на 6,5% выше, чем 1603-2-2.

Сжимаемость эклогитов, в составе которых есть амфибол, практически находится в пределах значений для I группы. Увеличение декремента объема наблюдается для эклогитов, в состав которых входит мусковит. Наибольшее изменение декремента объема наблюдается в эклогите 1601 с 15—20% мусковита.

Хлорит в составе пород III группы увеличивает сжимаемость, но больше всего влияет на характер кривых, выражающих зависимость декремента объема от давления после 2 кбар. На характер кривых $\Delta V/V = f(p)$, кроме того, оказывает влияние пористость.

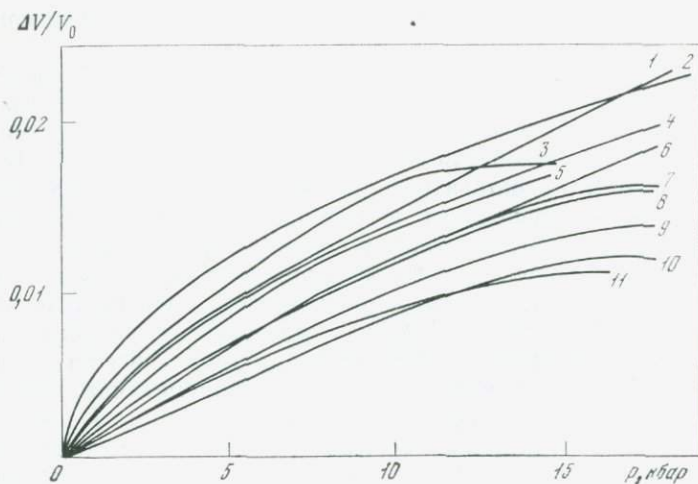


Рис. 8. Изменение декремента объема для эклогитов офиолитового типа

- 1—1591-1-2; 2—1595-2-2;
 3—1592-2-2; 4—1600-1-1;
 5—1592-1-1; 6—1603-1-1;
 7—1603-2-1; 8—1603-1-2;
 9—1604-2-1; 10—1604-1-1;
 11—1602-2-2

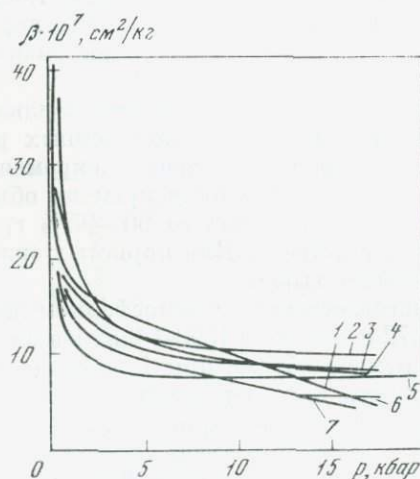


Рис. 9. Зависимость сжимаемости офиолитовых эклогитов от давления

- 1—1590-1; 2—1592-2-1;
 3—1597-1-2; 4—1595-2-2;
 5—1601-2-1; 6—1594-1-1;
 7—1593-1-1

Образцы с большей пористостью имеют больший наклон кривых к оси абсцисс. Влияние щелевидной пористости особенно проявляется до 2 кбар. После 2 кбар кривые различаются незначительно. Таким образом, декремент объема для эклогитов офиолитового типа варьирует от 0,002 до 0,007 при 2 кбар и от 0,016 до 0,0217 при 17,7 кбар и перекрывается со значениями, полученными для мантийных эклогитов, что связано с высоким содержанием граната и пироксена в составе эклогитов этого типа.

Рассмотрим, как изменяется сжимаемость эклогитов офиолитового типа. На рис. 9 приведены кривые, выражающие зависимость изотермической объемной сжимаемости от давления для эк-

догитов I группы. Наименьшее значение сжимаемости среди приведенных эклогитов у образца 1593-1-1. Этот эклогит содержит 75% граната. При уменьшении содержания граната сжимаемость увеличивается.

Так, в эклогите 1594-1-1 граната 50% и сжимаемость при 17 кбар выше, чем в 1593-1-1, на 26%. Кроме этого, влияние граната сказывается и на характере кривых, выражающих зависимость $\beta = f(p)$ (они более крутые). Этот факт свидетельствует о том, что сжимаемость мало меняется с давлением, особенно в области давлений от 10 до 15 кбар.

Из рис. 9 следует, что до 2 кбар кривые довольно резко меняются с давлением и различаются между собой. Резкое уменьшение сжимаемости происходит из-за уменьшения пористости в основном за счет закрытия щелевидных пор.

Пористость оказывает большое влияние и на характер зависимости $\beta = f(p)$. При одном и том же составе эклогит 1599-2-2 с пористостью 1,46% сжимается намного больше во всем диапазоне давлений, чем 1594-1-1, пористость которого меньше. Эклогиты, в состав которых входят амфибол и мусковит, отличаются большей сжимаемостью, особенно с мусковитом. Присутствие мусковита в породах влияет на характер зависимости сжимаемости от давления: появляются пологие участки в интервале давлений от 10 до 17,5 кбар. В образцах, вырезанных поперек слоистости, сжатие мусковита происходит до давлений 10 кбар, затем изменения объема практически не наблюдается. Следует отметить, что сжимаемость эклогитов, содержащих мусковит, значительно больше, чем у образцов, в составе которых присутствуют гранат, пироксен и амфибол.

Эклогиты III группы, не измененные процессами глаукофанитизации и мусковитизации, подвергнувшиеся только зеленокаменным изменениям и имеющие в своем составе хлорит, характеризуются сжимаемостью, соответствующей сжимаемости I группы. Кривые, выражающие зависимость $\beta = f(p)$, отличаются наличием пологих участков в диапазоне давлений от 14 до 17,5 кбар.

При сопоставлении значений сжимаемости для коровых эклогитов, офиолитовых и мантийных эклогитов наибольший разброс значений наблюдается в интервале давлений до 5 кбар, несколько меньше — в интервале до 10 кбар, при 15 кбар значения сжимаемости для всех групп заключены в довольно узком интервале. Наименьшие значения сжимаемости у мантийных, малопористых и малоизмененных, высокоскоростных эклогитов. Полученные результаты указывают на то, что сжимаемость и плотность эклогитов при высоких давлениях (выше 15 кбар) определяются только сжимаемостью породообразующих минералов и не зависят от структурных неоднородностей пород.

Довольно высокие и перекрывающиеся значения плотности во всех группах определяются не типом граната или пироксена, входящих в состав пород, а суммарным содержанием этих двух

компонентов в породе. В отличие от скоростей упругих волн плотность и сжимаемость горных пород при высоких давлениях являются менее чувствительными ко всевозможным структурным неоднородностям и сравнительно мало изменяются с увеличением глубины в нижней части земной коры и верхней мантии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Adams L. H., Gibson R. E. The elastic properties of certain basic rocks and of their constituent minerals.— Proc. Nat. Acad. Sci. U.S.A., 1929, 15, p. 713.
2. Adams L. H. The compressibility of fayalite and the velocity of elastic waves in peridotite with different iron — magnesium ration.— Gerlands Beitr. Geophys., 1931, 31, p. 315.
3. Бриджмен П. В. Физика высоких давлений. Пер. с англ. М., ИЛ, 1935.
4. Бриджмен П. В. Новейшие работы в области высоких давлений. Пер. с англ. с дополнениями Л. Ф. Верещагина. М., ИЛ, 1948.
5. Bridgman P. W., Pressure volume relations for 46 (forty six) substances to 50 000 kg/cm².— Proc. Amer. Acad. Arts and Sci., 1946, 74, 3, p. 21.
6. Bridgman P. W., The compression of 39 substances us to 100 000 kg/cm².— Proc. Amer. Acad. Arts and Sci., 1948, 76, 3, p. 71.
7. Birch F., Dow R. B. Compressibility of rocks and glasses at high temperatures and pressures: seismological application.— Bull. Geol. Soc. America, 1936, 47, p. 1235.
8. Birch F., Bancroft D. The effect of pressure on the rigity of rocks.— G. Geol., 1938, 46, N 1.
9. Zisman W. A. Compressibility and near the Earth surface.— Proc. Nat. Acad. Sci. U. S. A., 1933, 19.
10. Корифельд М. И. Методы и результаты исследований объемной упругости вещества.— Усп. физ. наук, 1954, № 2, с. 315.
11. Балашов Д. Б., Воларович М. П. Исследования изотермической объемной сжимаемости и плотности горных пород при давлениях до 25 000 кг/см².— Геофиз. сб., 1971, № 39.
12. Brace W. F. Some new measurements of linear compressibility of rocks.— J. Geophys. Res., 1965, 70.
13. Stephens D. R. The hydrostatic compression of eight rocks.— J. Geophys. Res., 1966, 14.
14. Лебедев Т. С., Шаповал В. И., Корчин В. А. Удельная объемная деформация, сжимаемость и плотность горных пород при высоких давлениях.— Геофиз. сб., 1970, № 36.
15. Берч Фр., Шерер Дж., Снейсер Г. Справочник для геологов по физическим константам. Пер. с англ. М., ИЛ, 1949.
16. Справочник физических констант горных пород. Под ред. С. П. Кларка (младшего). Пер. с англ. М., «Мир», 1969.
17. Воларович М. П., Баюк Е. И., Левыкин А. И., Томашевская И. С. Физико-механические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М., «Наука», 1974.
18. Лутц Б. Г. Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М., «Наука», 1974.
19. Воларович М. П., Пархоменко Э. И., Киреевкова С. М. Электропроводность и упругие свойства эклогитов при высоких давлениях и температурах.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, № 4.
20. Воларович М. П., Баюк Е. И., Ефимова Г. А. Упругие свойства минералов при высоких давлениях. М., «Наука», 1975.

ОБ УПРУГИХ ХАРАКТЕРИСТИКАХ ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ МИНЕРАЛОВ — ВОЗМОЖНЫХ ПРЕДСТАВИТЕЛЯХ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Е. И. БАЮК

Вопрос о составе верхней мантии Земли дискутируется уже давно. Легко понять, что составом и свойствами вещества определяются процессы, в том числе и геодинамические, протекающие на больших глубинах. Источниками информации о материале подкоровых частей Земли могут быть продукты вулканической деятельности, когда вместе с расплавом выносятся ксенолиты ультраосновного состава.

Исследуются включения, обнаруженные в алмазах. Как известно, алмазы в природных условиях образуются при давлениях выше 40 кбар, т. е. при давлениях, соответствующих глубинам ниже земной коры, поэтому присутствующие в них включения могут рассматриваться как посланцы больших глубин. Многие исследователи отмечают постоянный состав таких включений. Как правило, это пироп, оливин, диопсид, энстатит, хромшпинели. Встречаются еще некоторые минералы, но они не столь типичны [1].

На основании экспериментального изучения $p-T$ диаграмм природных образцов из кимберлитовых трубок взрыва определены поля устойчивости различных ассоциаций минералов. Наряду с этим опыты по фракционному плавлению и кристаллизации позволили создать химические и петрографические модели верхней мантии [2].

Определенный химический состав модели может быть получен путем различного сочетания известных силикатов: гранатов, оливинов и пироксенов. В связи с тем, что модель предусматривает высокое содержание окислов магния, наиболее вероятными из этих групп минералов являются пироп, форстерит и диопсид. Некоторые авторы приводят процентное содержание каждого из минералов в модели, при этом наибольшая роль отводится диопсиду и пиропу, а иногда форстериту.

Кроме условий существования и состава вещества верхней мантии важно знать его физические свойства и сравнить их с результатами глубинных геофизических наблюдений. Из данных глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) известно, что имеет место сейсмическая анизотропия верхней мантии. Модель также должна характеризоваться анизотропией скоростей упругих волн.

Настоящая работа посвящена анализу результатов измерения скоростей упругих волн при высоких давлениях в монокристаллах минералов из групп клинопироксенов, оливинов и гранатов. Обсуждаются также имеющиеся в литературе данные.

Образцы диаметром 12,5 или 17,5 мм и длиной 20 мм изготавливали из кристаллов в соответствии с их кристаллической струк-

турой. Ось цилиндрического образца в пределах 1° совпадала с каким-либо из основных кристаллографических направлений. Испытания образцов проводили в аппаратуре типа цилиндр — поршень при давлении до 20 кбар. В качестве среды, передающей давление, использовали свинец. Скорость упругих волн измеряли ультразвуковым импульсом методом прозвучивания [3]. Для возбуждения и приема ультразвуковых волн применяли пьезопреобразователи из керамики ЦТС-19 (цирконат-титанат свинца) с частотой 2—3 МГц. Относительная ошибка измерения скорости составляла 1%.

При изучении упругих свойств минералов изоструктурного ряда клинопироксенов рассматривали влияние химического состава и направления измерения на величину скорости упругих волн.

Основной кристаллографической характеристикой структуры клинопироксенов являются простые цепочки из SiO_4 -тетраэдров с радикалом $[\text{Si}_2\text{O}_6]$, связанные непрерывными построениями из катионных октаэдров с протяженностью в том же направлении. Цепочки вытянуты параллельно кристаллографической оси c ; именно в этом направлении [001] измерялась скорость продольных волн при высоком давлении. Вдоль кристаллографических осей a и b силы связей в клинопироксенах мало различаются между собой, поэтому и значения скоростей упругих волн должны быть приблизительно одинаковыми. В качестве второго направления измерения скорости было выбрано направление [010] — перпендикулярно цепочкам.

Анализировали графики [3] зависимости скорости продольных волн от давления для сподумена, жадеита, диопсида, эгирина и геденбергита. Испытывали природные кристаллы, имеющие микротрещины, поэтому характер зависимостей скорости от давления подобен полученным для горных пород, т. е. имеет место резкое возрастание скорости при малых давлениях. Чтобы определить начальное значение скорости для беспористых минералов, линейная часть кривой $v(p)$ при высоких давлениях экстраполировалась к атмосферному давлению.

Как видно, для всех клинопироксенов скорость продольных волн в направлении [001] оказалась выше, чем в направлении [010], различие составляет 6—16%. Наибольший коэффициент анизотропии скорости наблюдался у диопсида, наименьший — у жадеита. Довольно высокая анизотропия скорости клинопироксенов является причиной различия скоростей по разным направлениям в горных породах, содержащих ориентированные клинопироксены, например, в пироксенитах.

Влияние химического состава клинопироксенов на плотность и скорость упругих волн показано в табл. 1, где приведены процентное содержание основных окислов для каждого минерала, средний атомный вес $m = M/n$ (M — молекулярный вес, n — число атомов в молекуле), плотность ρ и средняя скорость продольных волн беспористых образцов $v_{\text{ср}}$.

Таблица 1

Химический состав и физические характеристики клинопироксенов

Минерал	Химический состав, %							$m = M/\eta$	ρ , г/см ³	$v_{\text{ср}}$, км/с
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO + Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	Li ₂ O			
Сподумен	64,5	27,4	—	—	—	—	8,1	18,6	3,11	9,2
Жадент	59,4	25,2	—	—	—	15,1	—	20,2	3,24	8,5
Диопсид	55,6	—	—	18,5	25,9	—	—	21,6	3,22	8,0
Эгирин	52,0	—	34,6	—	—	13,4	—	23,1	3,55	7,5
Геденбергит	48,4	—	29,2	—	22,2	—	—	24,8	3,41	6,8

Присутствие катионов Al и Mg увеличивает скорость упругих волн, а катионов Fe — плотность. Величина скорости продольных волн находится в обратно пропорциональной зависимости от среднего атомного веса минерала. Для изоструктурного ряда клинопироксенов эта связь довольно тесная и выражается соотношением $v = -0,38 m + 16,25$. Пользуясь этим соотношением, можно предсказать упругие свойства таких клинопироксенов, которые не имеют удобных для исследования кристаллов.

Оливин является промежуточным членом изоморфного ряда от форстерита Mg₂SiO₄ до фаялита Fe₂SiO₄ и относится к ортосиликатам с изолированными тетраэдрическими группами. Структура минерала характеризуется плотнейшей гексагональной упаковкой, между кремнекислородными тетраэдрами октаэдрические позиции занимают двухвалентные катионы.

Измерение скоростей упругих волн в дуните, на 96% состоящем из ориентированного оливина [4], показало, что наибольшее значение скорости соответствует направлению [100], т. е. направлению с наибольшей ретикулярной плотностью. Еще более высокая скорость получена в монокристалле оливина с плотностью 3,36 г/см³ [5].

Как видно из рис. 1, оливинсодержащие породы характеризуются довольно высоким коэффициентом анизотропии скорости, достигающим 16,8% при 10 кбар. В монокристалле оливина анизотропия скорости еще выше. Подобно клинопироксенам присутствие ориентированного оливина в верхней мантии должно вызывать сейсмическую анизотропию подкоровой части Земли.

При изучении синтетических образцов оливина с различным соотношением окислов Mg и Fe была обнаружена зависимость физических характеристик (скорости упругих волн, плотности и т. д.) от химического состава [6]. Максимальное содержание MgO в форстерите определило значение скорости продольных волн, равное 8,53 км/с, а максимальное содержание FeO в фаялите — скорость 6,63 км/с. Уравнение скорости упругих волн

Таблица 2

Химические и физические характеристики гранатов

Минерал	Химический состав, %						$m \equiv M/\mu$	ρ , г/см ³	$v_{\text{ср}}$, км/с	Источник
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO+ Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO				
Гроссуляр	40,2	23,7	—	—	34,4	—	22,5	3,62	9,27	[8]
Альмандин-пироп	—	—	—	—	—	—	22,8	4,12	8,92	[9]
»	37,6	22,4	33,2	5,07	—	—	23,8	4,16	8,53	[10]
Спессартин-альмандин	36,4	20,6	19,4	—	—	22,3	24,9	4,25	8,43	[7]

и среднего атомного веса для изоморфного ряда оливинов имеет вид: $v = -0,2 m + 14,97$.

В отличие от клинопироксенов и оливинов гранаты почти не обнаруживают анизотропии скорости упругих волн, т. е. они практически изотропны. Некоторое различие скоростей наблюдается при атмосферном и небольшом давлении за счет микротрещиноватости. Природные гранаты и гранатсодержащие породы обычно сильно трещиноваты, из-за чего имеют пониженные скорости упругих волн при атмосферном давлении и резкое увеличение скорости с давлением¹ [7].

Физические свойства гранатов зависят от состава катионов (табл. 2). Можно видеть, что так же, как для клинопироксенов и оливинов, для гранатов наблюдается закономерное возрастание скорости упругих волн с понижением среднего атомного веса. Содержание катионов Fe уменьшает скорость и повышает плотность. Из-за ограниченности данных о скоростях упругих волн при высоких давлениях для гранатов разного химического состава уравнение связи $v = 0,3 m + 15,85$ не так надежно. Значений скорости для природного пироба вообще не имеется, однако предположительно эта величина должна даже несколько превосходить 9,5 км/с.

На рис. 2 приведены графики, выражающие связь между скоростью продольных волн и средним атомным весом для гранатов, оливинов и клинопироксенов. Наклон графиков связан с кристаллическим строением отдельных групп минералов. Наименьший наклон получен для изоморфного ряда оливинов с простой формулой. Максимальный наклон — для клинопироксенов, имеющих цепочную структуру.

Минералы, содержащие катионы Mg, характеризуются высокими параметрами и в порядке убывания скорости упругих волн располагаются так: пироп, форстерит, диопсид. Даже в диопсиде

¹ Волярович М. П., Баян Е. И., Шагинян Г. Ш. Наст. сб., с. 8.

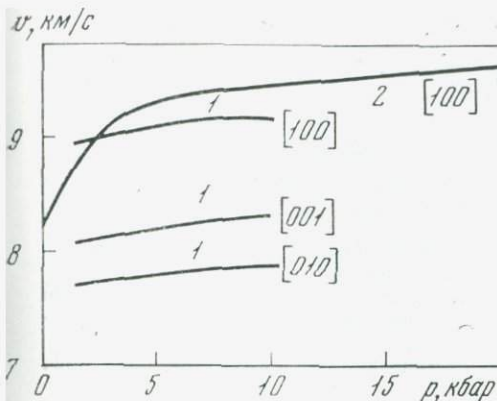


Рис. 1. Зависимость скорости продольных волн в дуните (1) и оливине (2) от давления

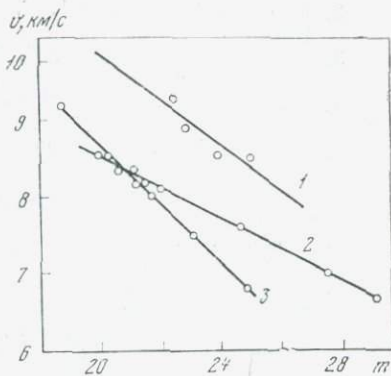


Рис. 2. Графики взаимосвязи между скоростью продольных волн и средним атомным весом для гранатов (1), оливинов (2), и клинопроксов (3)

скорость продольных волн равна 8 км/с, в остальных минералах она выше. Оценивая изменение скорости с глубиной, а именно увеличение с давлением и некоторое уменьшение с температурой, по данным экспериментов, можно ожидать лишь очень небольшое повышение скорости.

С учетом сказанного легко рассчитать возможные значения скорости продольных волн в верхней мантии. Как известно, предложено две модели верхней мантии — перидотитовая и эклогитовая; даже в перидотитовой модели отводится существенная роль гранату, которого может содержаться до 10%. При расчете скорости в моделях следует учитывать различие ее значений из-за анизотропии скорости в минералах и изменение скорости под действием давления и температуры. Тогда на глубине, соответствующей верхам мантии, для гранатового пиrolита можно предполагать, что средняя скорость продольных волн будет порядка 8,68 км/с, а анизотропия скорости не превысит 3%. Для перидотитового пиrolита эти величины соответственно равны 8,38 км/с и 7%.

Как видно, условию сейсмической анизотропии лучше удовлетворяет модель перидотитового пиrolита, а по значениям средней скорости продольных волн подходят обе модели. Для более полной оценки следует привлекать данные других методов исследования минералов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Соболев В. С., Соболев Н. В. Природа границы Мохоровичича и минеральный состав верхней части мантии по петрографическим данным. — В кн.: Природа сейсмических границ в земной коре. М., «Наука», 1971.

2. Грин Д. Х., Рингвуд А. Е. и др. Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968.
3. Воларович М. П., Баюк Е. И., Ефимова Г. А. Упругие свойства минералов при высоких давлениях. М., «Наука», 1975.
4. Christensen N. J., Ramanantoandro R. Elastic moduli and anisotropy of dunite to 10 kilobars.— J. Geophys. Res., 1971, 76, 17.
5. Левыкин А. И. Упругие свойства некоторых минералов и мономинеральных пород при давлениях до 55 кб.— В кн.: Физические свойства горных пород при высоких давлениях и температурах. Тбилиси, «Мецниереба», 1974.
6. Chung D. H. Effect of iron—magnesium ration of P- and S-wave velocities on olivine.— J. Geophys. Res., 1970, 75, 35.
7. Воларович М. П., Киреевкова С. М., Баюк Е. И. Исследование скоростей продольных волн и плотности эклогитов при давлениях до 17 кбар.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1971, № 7.
8. Wang H., Simmons G. Elasticity of some mantle crystal structures.— J. Geophys. Res., 1974, 79, 17.
9. Воларович М. П., Левыкин А. И. Влияние давления до 40 кбар на упругие свойства некоторых породообразующих минералов.— Геофиз. сб., 1973, № 54.
10. Soga N. Elastic constants of garnet under pressure and temperature.— J. Geophys. Res., 1967, 72, 16.

СКОРОСТИ УПРУГИХ ВОЛН В СОЛЯХ ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ И В УСЛОВИЯХ ЕСТЕСТВЕННОГО ЗАЛЕГАНИЯ

Р. С. АКУЛОВА, Е. И. БАЮК, М. П. ВОЛАРОВИЧ,
Н. П. ГРЕБЕННИКОВ

Знание закономерностей изменения скоростей ультразвуковых упругих волн и плотности образцов соляных пород при высоких давлениях позволяет более достоверно интерпретировать данные акустического каротажа в разведочных скважинах Прикаспийской впадины и Приволжской моноклинали, выделить различные породы в соляной толще.

Соляные отложения этих регионов обычно представлены или мощными пластами чистой каменной соли (галита), или смесью галогенидов с различным содержанием химических компонентов, или мелким переслаиванием пластов соли с ангидридом и межсолевой пластичной глиной. Среди галогенидов чаще всего встречаются такие минералы, как галит (NaCl), сильвин (KCl), карналлит ($\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) и бишофит ($\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$).

Сведения о зависимости скорости упругих волн и плотности от давления для образцов этих минералов и пород, состоящих из них, важны для интерпретации геофизических наблюдений в районах с мощными соленосными отложениями.

Целью работы является экспериментальное изучение скоростей упругих волн и плотности при всестороннем давлении до

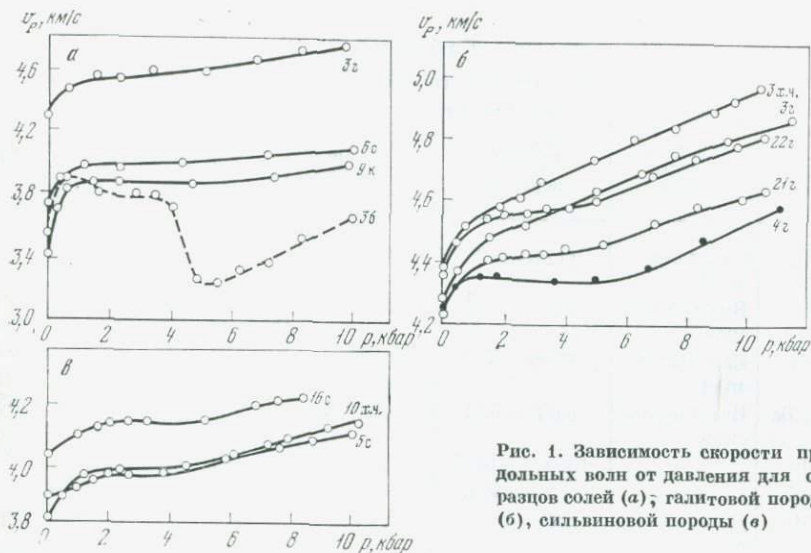


Рис. 1. Зависимость скорости продольных волн от давления для образцов солей (а); габбровой породы (б), амфиболовой породы (в)

10 кбар в образцах соляных пород различного минерального состава и сопоставление их со скважинными исследованиями.

Образцы диаметром 17,5 мм и длиной 20 мм вырезали из керна глубоких скважин и изготавливали из поликристаллического порошка марки «химически чистый» соответствующего минерала прессованием при давлении 5 кбар по технологии, описанной в работе [1].

Ниже приводятся результаты экспериментальных исследований образцов соляных пород Прикаспийской впадины в лабораторных условиях, близких к пластовым.

В установке высокого давления типа цилиндр — поршень одновременно методом ультразвукового импульсного прозвучивания измеряли скорость продольных волн [2], а методом смещения поршня определяли плотность. В качестве среды, передающей давление, использовали свинец. Давление поднимали до 10 кбар.

На рис. 1, а изображены типичные зависимости $v_p(p)$ скоростей продольных волн для образцов габбровой, амфиболовой, бишофитовой и карналлитовой пород. Минеральный состав исследуемых образцов приведен в табл. 1. На рис. 1, а видно, что наибольшую скорость упругих волн имеет образец Зг из габбровой породы, несколько меньшую скорость — образцы бс и 9к из амфиболовой и карналлитовой пород. Зависимости $v_p(p)$ для этих образцов располагаются на графике сверху вниз в порядке уменьшения плотности (табл. 2).

На начальном участке до 1,5 кбар кривые для образцов Зг, бс и 9к имеют определенный характер изменения: за счет закрытия микротрещин и щелевых пор значительно повышается скорость продольных волн. Породы становятся более однородными,

Таблица 1
Минеральный состав образцов (в %)

Образец	Площадь отбора зерна	Глубина отбора зерна, м	Галит	Сильвин	Бишофит	Карналит	Ангидрит	Гипс
3г	Светлоярская	1126—1130	99,0	—	—	—	0,29	—
4г			—	—	—	—	—	
22г	Вихлянцевская	1350—1356	98,3	—	0,41	—	0,69	—
4г	Балыклейская	1512—1517	85,9	—	1,45	12,26	0,29	—
5с, 6с	Вихлянцевская	1507—1512	12,3	82,5	—	—	—	1,65
9к,	»	1385,8—1386	15,5	—	0,81	84,56	—	—
3б		1384,8—1385,8	—	—	97,17	1,23	1,13	—
21г	Демидовская	2857—2863	100,0	—	—	—	—	—
16с *	Вихлянцевская	3297—3298	29,0	70,0	—	—	Следы	Следы

* Анализ выполнен ВолгоградНИПИнефть, все остальные — МГУ.

Таблица 2
Зависимость плотности (в г/см³) образцов от давления

Образец	При p, кбар						
	0,001	1	2	3	4	5	10
3г	2,14	2,16	2,17	2,18	2,22	2,22	2,24
4г	2,07	2,12	2,14	2,15	2,18	2,21	2,23
21г	2,12	2,14	2,16	2,17	2,18	2,19	2,24
22г	2,12	2,13	2,15	2,17	2,18	2,19	2,24
5с, 6с	1,94	1,96	1,99	2,01	2,03	2,05	2,11
16с	2,07	2,09	2,10	2,11	2,11	—	—
9к	1,61	1,65	1,67	1,72	1,74	1,75	1,79
3б	1,54	1,57	1,59	1,60	1,62	1,64	1,69

площадь контактов между зернами породообразующих минералов увеличивается, что способствует более полной передаче энергии упругих волн. Так, для образца 3г скорость повысилась на 7% при коэффициенте общей пористости 0,41%, для образца 6с — на 10% при $K_{п} = 2,1\%$, а для образца 9к — на 19% при $K_{п} = 3,5\%$. Повышение давления до 1,5 кбар возвращает породу к напряженному состоянию, идентичному пластовым условиям.

Зависимость $v_p(p)$ для бишофита (см. рис. 1, а) не отражает полученной закономерности для других типов солей — отмечается аномальный характер изменения скорости при давлении 4—6 кбар. Скорость уменьшается скачкообразно на 20%, при $p = 5,3$ кбар она минимальна, затем монотонно повышается. В работе [3] высказано предположение, что аномальное изменение скорости происходит за счет выделения кристаллизационной воды, которую молекулы бишофита начинают легко терять уже при $p = 1,5$ кбар.

Исследования показали, что на скорость продольных волн существенно влияет химический состав образцов. На рис. 1, б показана зависимость $v_p(p)$ для образцов галитовой породы, имеющих различный химический состав (см. табл. 1). Кривые для образцов 3г, 22г располагаются в верхней части графика и по скорости упругих волн приближаются к зависимости для образца 3 х. ч. Образец 3 х. ч. изготовлен методом прессования из мелкокристаллического порошка NaCl марки «химически чистый». Некоторое расхождение скоростей в этих образцах объясняется тем, что образец 3 х. ч. имеет плотно спрессованную мелкокристаллическую структуру, а образцы 3 г и 22 г — структуру реальных кристаллов с размерами зерен 2—3 мм. Зависимость $v_p(p)$ для образца 4 г (см. рис. 1, б) располагается в нижней части графика и имеет более низкую скорость, что объясняется его минеральным составом: 86% галита, 14% примесей карналлита и бишофита, имеющих скорость упругих продольных волн ниже, чем у галита. Среди образцов галитовой породы особое место занимает образец 21 г (см. рис. 1, б). По данным рентгеноструктурного анализа, он содержит почти 100% галита, но по структуре — крупнокристаллический, размер отдельных зерен достигает 40 мм и более с ослабленными контактами по границам зерен кристаллов. Поэтому скорость упругих волн ниже, чем в образцах 3 г и 22 г.

На рис. 1, в изображены зависимости $v_p(p)$ для образцов сильвиновой породы. Кривые 10 х. ч. и 5с располагаются в нижней части графика, несмотря на то, что образец 5с имеет примесь галита, которая способствует повышению скорости вследствие большей плотности (по сравнению с сильвином). Кучность объясняется тем, что примесь галита в образце 5с повышает скорость упругих волн, а крупнозернистость — снижает ее. Зависимость $v_p(p)$ для образца 16с характеризуется более высокой скоростью, чем в других образцах, так как образец 16с содержит примерно 30% примеси галита.

Сопоставление лабораторных и промышленных геофизических данных для больших глубин 2857—2863 м (галит) и 3297—3298 м (сильвин) проводилось с использованием методов акустического и радиоактивного каротажа и измерений скоростей в образцах при высоких давлениях. Измерение скоростей продольных волн в скважине выполнено с помощью трехэлементного зонда

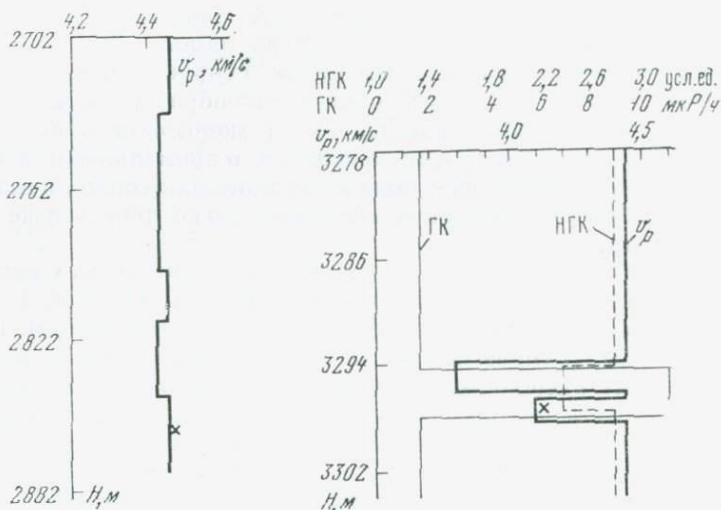


Рис. 2. Скоростной разрез по данным акустического каротажа в интервале залегания галита

Рис. 3. Скоростной разрез по данным акустического каротажа и диаграммы радиоактивного каротажа в интервале залегания сильвиновой породы

(расстояние между приемниками 0,5 м, резонансная частота 25 кгц). Скорости упругих волн для галитовой и сильвиновой пород определялись по записям интервального времени Δt , для уточнения интервала залегания сильвиновой породы привлекался радиоактивный каротаж. По диаграммам акустического каротажа точно отбиваются пласты галитовой породы.

На рис. 2 приведен скоростной разрез скважины в интервале залегания чистой соли и отмечена глубина отбора керна (крестик), из которого был изготовлен и изучен в лабораторных условиях образец 21г (см. рис. 1, б). Как и ожидалось [4], скорость продольных волн при давлении 2—4 кбар — 4,40—4,42 км/с, а скорость в пластовых условиях 4,42—4,46 км/с.

На рис. 3 показан скоростной разрез скважины и диаграммы радиоактивного каротажа (ГК и НГК) в интервале залегания сильвиновой породы, где был отобран керн 3297—3298 м (крестик). По записи ГК пласты сильвиновой породы (3294—3298 м) отбиваются наибольшими показаниями счетчика, так как сильвин обладает естественной гамма-активностью, обусловленной наличием изотопа K^{40} . Для пластов галитовой породы (3278—3294 м, 3298—3302 м) запись ГК имеет наименьшие фоновые значения. По диаграмме НГК пласты галита и сильвина практически не различаются, если не имеют примесей водородсодержащих компонентов (типа гипса, глины, флюида и др.). В данном случае в интервале залегания сильвина отмечается немного пониженное значение НГК за счет примесей гипса и ангидрита (см. табл 1).

Скорость продольных волн для образца 16с при давлении 2—4 кбар составляет 4,14 км/с, а измеренная в пластовых условиях — 4,10 км/с.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Воронов Ф. Ф., Гончарова В. В., Григорьев С. Б.* Влияние давления до 20 кбар на упругие характеристики хлоридов Na и Cs. — ФТТ, 1971, 13, с. 1353—1356.
2. *Воларович М. П., Левыкин А. И., Галдин Н. Е.* Изучение скоростей продольных волн в образцах горных пород при давлениях до 20 000 кг/см². — ДАН СССР, 1964, 157, № 6, с. 1349—1351.
3. *Акулова Р. С., Баюк Е. И.* Скорости упругих волн в галолитах при давлениях до 24 кбар. — Материалы 4-го Всес. совещ. по физическим свойствам горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. Тбилиси, «Мецниереба», 1974, с. 63—65.
4. *Баюк Е. И., Епинатьева А. М., Карус Е. В., Шкерина Л. П.* Скорость продольных волн в условиях естественного залегания пород и на образцах при высоких давлениях. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1974, № 2.

ЗНАЧЕНИЯ ДЕБАЕВСКОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ И ПАРАМЕТРА ГРЮНАЙЗЕНА, ВЫЧИСЛЕННЫЕ ПО ДАННЫМ УПРУГИХ СВОЙСТВ НЕКОТОРЫХ ГОРНЫХ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ

Е. И. БАЮК, М. П. ВОЛАРОВИЧ, Н. В. ЛАЗОВСКАЯ,
И. П. ФЕДОРОВА

В настоящее время для решения многих задач геофизики большое значение приобретают теоретические и экспериментальные исследования физических свойств горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах [1]. Как известно, строгое теоретическое рассмотрение физики реальных твердых тел методами квантовой механики во многих случаях весьма затруднительно. В связи с этим часто приходится ограничиваться изучением моделей твердых тел и применением полуэмпирических методов исследования. Применение тех или иных методов зависит от характера решаемых задач.

Для физики Земли представляют интерес уравнения состояния твердых тел, в первую очередь минералов и горных пород при высоких давлениях и температурах, которые существуют в недрах Земли.

Характерной особенностью горных пород, как и вообще твердых тел, является то, что атомы в них совершают лишь малые колебания около некоторых положений равновесия — узлов

кристаллической решетки. Согласно модели Дебая, частота колебаний ω может изменяться от нулевой ($\omega = 0$) до максимальной — ω_m , которая определяется из условия, что общее число возможных колебаний равно числу степеней свободы

$$\frac{3V}{2\pi^2 v_m^3} \int_0^{\omega_m} \omega^2 d\omega = 3N,$$

откуда $\omega_m = v_m (6\pi^2 N \rho / m)^{1/3}$, где N — число Авогадро, ρ — плотность, m — атомная масса, v_m — усредненная скорость звука, которая определяется из уравнения: $3/v_m^3 = 1/v_p^3 + 2/v_s^3$. Здесь v_p и v_s — соответственно скорости продольных и поперечных волн.

С механической точки зрения систему с $3N$ степенями свободы можно рассматривать как совокупность $3N$ независимых осцилляторов. Свободная энергия и другие термодинамические параметры такой системы будут иметь разное выражение для случаев низких и высоких температур. Предложенная модель и интерполяционная формула Дебая позволили объединить эти выражения [2]. Была введена температура Дебая, которая определяется равенством энергии теплового движения $k\theta$ и энергии колебательного движения с максимальной частотой ω_m , т. е. $h\omega_m$. Следовательно, $k\theta = h\omega_m$ или

$$\theta = \frac{h\omega_m}{k} = \frac{h}{k} \left(\frac{6\pi^2 N \rho}{m} \right)^{1/3} v_m,$$

где h — постоянная Планка; k — постоянная Больцмана.

Подставляя в эту формулу значения констант, можно ее упростить

$$\theta = 251,45 (\rho/m)^{1/3} v_m. \quad (1)$$

Температура Дебая, или характеристическая температура, разграничивает две области температур, в которых справедливы разные законы зависимости термодинамических параметров от температуры.

Например, теплоемкость при $T \ll \theta$ пропорциональна T^3 , а при $T \gg \theta$ не зависит от температуры, т. е. теплоемкость оказывается некоторой универсальной функцией отношения θ/T , поэтому должны быть одинаковыми теплоемкости различных тел, находящихся в соответственных состояниях, т. е. обладающих одинаковыми θ/T .

В пределах применимости закона соответственных состояний отношение коэффициента теплового расширения к теплоемкости твердого тела не зависит от температуры (закон Грюнайзена)

$$\gamma = \frac{\alpha}{C} = \frac{1}{\theta V(p)} \frac{d\theta}{dp}.$$

После преобразования получим

$$\gamma = \frac{d \ln \theta}{d \ln \rho}. \quad (2)$$

Уравнения (1) и (2) использовались для вычисления температуры Дебая и параметра Грюнайзена некоторых горных пород и минералов на основании имеющихся экспериментальных данных при высоких давлениях. Из формул (1) и (2) видно, что θ и γ могут быть найдены в том случае, если известны плотность исследованных образцов и скорости распространения в них продольных и поперечных волн.

В наших расчетах были использованы средние данные ряда опытов для изверженных горных пород (кислых — гранитов и ультраосновных — перидотитов) в интервале давлений от атмосферного до 15 кбар [4], а также для каменной соли — NaCl и роговой обманки [5]. При этом дебаевская температура вычислялась непосредственно по формуле (1), а для получения параметра Грюнайзена применялся графический метод и использовалась формула (2).

Для примера на рисунке представлена зависимость $\lg \theta$ от $\lg \rho$ для роговой обманки. Этот график, который в первом приближении можно считать линейным, позволяет найти γ . Кроме того, в отдельных случаях для определения γ применялся метод наименьших квадратов.

В табл. 1 и 2 приведены исходные экспериментальные данные (ρ , v_P , v_S) и результаты расчетов θ и γ для гранита, перидотита и каменной соли. Для роговой обманки (см. табл. 2) получена

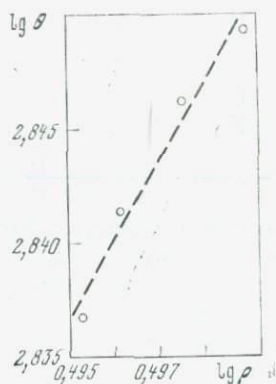


График зависимости дебаевской температуры от плотности в логарифмическом масштабе для амфибола (роговая обманка)

Таблица 1

✓ Параметр Грюнайзена и дебаевская температура кислых и ультраосновных пород

P, кбар	Граниты ($\gamma = 2,3$)				Перидотиты ($\gamma = 1,6$)			
	ρ , г/см ³	V_P , км/с	V_S , км/с	θ , К	ρ , г/см ³	V_P , км/с	V_S , км/с	θ , К
0,001	2,641	5,06	3,05	425	3,200	7,31	4,05	595
5	2,673	6,28	3,60	506	3,226	8,05	4,50	664
10	2,700	6,48	3,65	516	3,236	8,18	4,60	680
15	2,724	6,56	3,65	518	3,247	8,20	4,60	681

Таблица 2

Параметр Грюнайзена и дебаевская температура некоторых минералов

p, кбар	Роговая обманка ($\gamma=3,4; \gamma'=3,1$)				Каменная соль ($\gamma=1,8-2,2$)			
	ρ , г/см ³	V_P , км/с	V_S , км/с	θ , К	ρ , г/см ³	V_P , км/с	V_S , км/с	θ , К
0,001	3,090	6,22	4,05	596	2,120	4,36	2,71	248
0,5	3,110	6,78	4,24	627	2,126	4,40	2,74	251
1	3,120	7,02	4,40	652	2,132	4,42	2,76	253
2	3,128	7,07	4,60	686	2,144	4,50	2,80	257
5	3,135	7,12	4,70	694	2,179	4,63	2,90	268
10	3,146	7,17	4,75	702	2,225	4,80	3,00	279
15	3,155	7,20	4,79	707	2,258	4,93	3,06	286

очень большая величина параметра Грюнайзена. По-видимому, это связано с тем, что минерал имеет сложную цепочечную структуру, для которой невозможно применять предложенную модель.

Результаты расчетов параметра Грюнайзена и дебаевской температуры, приведенные в табл. 1 для гранитов и перидотитов, находятся в хорошем согласии с данными, опубликованными в работе [3]; данные для хлористого натрия в табл. 2 с точностью до 10—15% совпадают с цифрами, приведенными для атмосферного давления в работе [2], которые вычислены на основании тепловых характеристик. Как видно из табл. 1 и 2, дебаевская температура систематически увеличивается с повышением давления.

ЛИТЕРАТУРА

1. Жарков В. И., Калинин В. А. Уравнения состояния твердых тел при высоких давлениях и температурах. М., «Наука», 1968.
2. Киттель Ч. Введение в физику твердого тела. М., «Физматгиз», 1962.
3. Афанасьев Н. С., Вавакин В. В., Воларович М. П. и др. Изучение некоторых физических и термодинамических параметров горных пород.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 6.
4. Воларович М. П., Баюк Е. И., Левыкин А. И., Томашевская И. С. Физико-механические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М., «Наука», 1974.
5. Воларович М. П., Баюк Е. И., Ефимова Г. А. Упругие свойства минералов при высоких давлениях. М., «Наука», 1975.

II

ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

О ХАРАКТЕРЕ ИЗМЕНЕНИЯ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ НАТРОЛИТА И БРУСИТА В ПРОЦЕССЕ ДЕГИДРАТАЦИИ ПРИ ДАВЛЕНИИ ДО 20 КБАР

Э. И. ПАРХОМЕНКО, Г. О. ПИЛОЯН, С. А. МКРТЧЯН

Среди возможных процессов, обуславливающих изменение напряженного состояния объема пород, существенную роль может играть процесс дегидратации, который сопровождается изменением объема, плотности и физических свойств горных пород [1—3]. В связи с этим в аспекте физики очага землетрясения, а именно познания источников, стимулирующих возникновение и перераспределение механических напряжений, важны данные как о кинетике этого процесса в условиях высокого давления, так и о характере изменения физических параметров горных пород и минералов при высоких давлениях.

Лабораторные исследования электропроводности водосодержащих горных пород, а также некоторых минералов при высоких термодинамических параметрах показывают, что сопротивление ρ при выделении воды уменьшается на 1—2 порядка в узком интервале температуры [4, 5]. Однако следует отметить, что изученные горные породы и минералы содержали ряд элементов переменной валентности, а в работе [6] показано, что в окислительных средах присутствие в минералах этих элементов также приводит к резкому уменьшению ρ в определенном диапазоне термодинамических параметров p и T . Следовательно, трудно отделить влияние процесса окисления от дегидратации на электропроводность минералов, когда указанные процессы сочетаются. Поэтому представлялось необходимым установить характер изменения сопротивления при одном лишь процессе, а именно дегидратации.

Для последовательного и наиболее полного исследования закономерности изменения электросопротивления водосодержащих минералов в зависимости от типа воды были выбраны два мине-

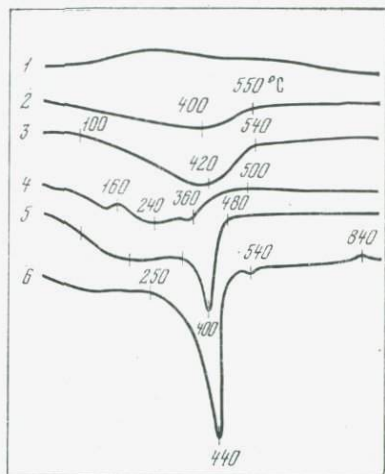
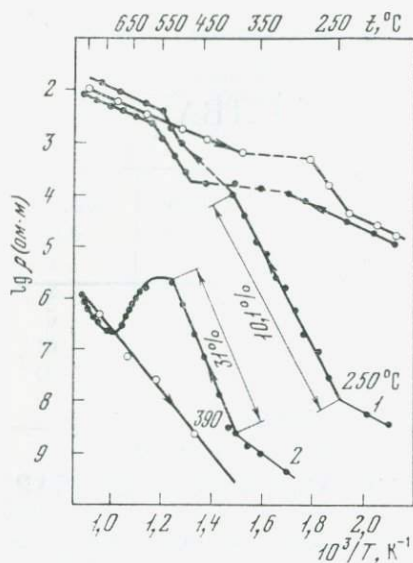


Рис. 1. Зависимость электропроводности натролита (1) и брусита (2) от температуры в режиме нагрев—охлаждение при атмосферном давлении

Рис. 2. Кривые ДТА натролита после воздействия температур и давлений

1—900°C, 1 атм; 2—550°, 20 кбар; 3 — циклическое воздействие давления, 2 раза до 25 кбар; 4—500°, 15 кбар; 5 — предварительно дегидратированный, 510°, 20 кбар; 6 — исходный. На кривых показаны температуры минимума и перегиба

рала — натролит и брусит, содержащие соответственно кристаллизационную и конституционную воду. Исследование осуществлялось на постоянном токе на аппаратуре, описанной в работе [7].

Электропроводность натролита и брусита при высоких температурах. Натролит $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, являющийся цеолитом, образуется в природе при гидротермальных условиях. Выделение воды из натролита при нагревании в условиях атмосферного давления представляет собой непрерывный процесс. Дегидратированный полностью или частично натролит во влажной среде реадсорбирует воду в количествах, достигающих первоначального ее содержания. Следует отметить, что свойства реадсорбированного натролита затрудняют проведение повторного измерения электросопротивления, а также проверку потери веса образца после воздействия давления. В связи с этим продукты опыта изучались непосредственно после опыта, когда они имели температуру 110—150° С.

Согласно данным термографического анализа исследованного натролита, начало дегидратации отмечается при 250° С, а завершение соответствует 430° С.

Сопоставление данных термографического анализа с ходом электросопротивления (рис.1,2) при атмосферном давлении пока-

зывает, что начало при 250°C и окончание при 430°C процесса дегидратации на графике $\lg \rho = f(1/T)$ фиксируется по излому прямых. В процессе дегидратации происходит интенсивное уменьшение ρ , характеризующееся линейной зависимостью $\lg \rho$ и $1/T$. Энергия активации при скорости нагрева 2 град/мин составляет $1,7$ эв.

При охлаждении образца, нагретого до 430°C , т. е. полностью дегидратированного, прямая электросопротивления ложится значительно выше прямой нагрева и характеризуется меньшей величиной энергии активации $E_0 = 0,5$ эв. Полученный безводный минерал соответствует метанатролиту.

Дальнейшее повышение температуры с 430 до 525°C обуславливает возникновение сильной поляризации и замедляет уменьшение ρ . Около 525°C происходит интенсивное уменьшение сопротивления и повышение E_0 , соответствующее на термодиаграмме эндотермическому эффекту.

Эти признаки свидетельствуют о перестройке структуры и образовании новой фазы. Данная фаза при охлаждении переходит в γ -фазу, которая обладает еще более низким ρ по сравнению с обезвоженной β -фазой и не способна адсорбировать воду. Возникновение весьма большой поляризации, предваряющей полиморфный переход, указывает на особое активизированное переходное состояние кристаллической решетки вещества. Сильная поляризация проявляется не только при первом нагреве, но и при повторном, а также при охлаждении. Полиморфный переход характеризуется значительным гистерезисом ρ .

Как показывают данные дифференциально-термического анализа (ДТА) (см. рис. 2), натролит, прокаленный при 900°C , не поглощает воду и не проявляет экзотермического пика, соответствующего 840°C .

Для брусита аналогично натролиту при атмосферном давлении начало и конец процесса дегидратации фиксируются по изменению энергии активации. Как видно на рис. 1, в процессе дегидратации брусита происходит интенсивное уменьшение ρ , характеризующееся линейной зависимостью $\lg \rho$ от $(1/T)$. Энергия активации токоносителей при скорости нагрева 2 град/мин составляет $2,3$ эв.

Минимальному значению электросопротивления брусита при 540°C ($\rho = 3,3 \cdot 10^{-5}$ ом·м) соответствует почти полная дегидратация, что установлено взвешиванием образца, нагретого до 540°C . В интервале температур от 540 до 580°C электросопротивление практически не меняется, а затем, по мере повышения температуры до 700°C , ρ увеличивается на один порядок. При дальнейшем нагреве до 900°C закономерность изменения электросопротивления в координатах $\lg \rho$ и $1/T$ выражена линейной зависимостью. После полной дегидратации указанная закономерность при охлаждении и повторном нагреве сохраняется. Энергия активации токоносителей составляет $1,1$ эв. Кривые $\lg \rho = f(1/T)$

в процессе дегидратации брусита ложатся тем выше, чем больше была достигнута предельная температура в опыте.

Особенности изменения электропроводности натролита при одновременном воздействии давлений и температур. После установления характера температурной зависимости электросопротивления натролита и брусита в атмосфере воздуха были выполнены две серии опытов в условиях высоких давлений. В одной серии при постоянной температуре увеличивалось давление (изотермический режим), а в другой — при заданном давлении повышалась температура (изобарический режим). Цель этих исследований состояла, во-первых, в выявлении различия в характере изменения ρ , во-вторых, в получении диаграммы ρ — T дегидратации натролита и брусита в изотермическом и изобарическом режимах при давлениях от 1 до 20 кбар и в области температур от 20° до 600° С. При циклическом нагружении (изотермический режим) было установлено, что независимо от температуры в интервале 60—240° С первое воздействие давления от 3 до 20 кбар обуславливает интенсивное уменьшение ρ натролита, исчисляемое 2—3 порядками.

При снятии нагрузки всегда наблюдается сильный гистерезис, а различие между начальным и конечным значениями ρ составляет 1,0—1,5 порядка (рис. 3). Последующие циклы нагружения при этих же температурах показывают слабое увеличение ρ , а не уменьшение и уже незначительный гистерезис. В процессе же первого нагружения при комнатной температуре (20° С) наблюдается увеличение ρ с ростом давления. Это, как правило, характерно для всех горных пород и минералов с адсорбированной влагой и, по-видимому, связано с частичным разрывом токопроводящих каналов, которые образуются за счет наличия адсорбционной влаги. После интенсивного увеличения при первом нагружении в интервале 170—550° С с повышением давления от 1 до 20 кбар электросопротивление возрастает на 40—50%.

Проведение повторных измерений дегидратированного натролита во всем интервале температур показывает слабое увеличение ρ без аномального уменьшения в интервале 60—200° С, как это было при первом цикле нагружения. Все эти факторы свидетельствуют, что уменьшение ρ в области 10—20 кбар при первом нагружении обусловлено частичным выделением воды. При этом потеря веса составляет всего 0,7—1%.

Исследование $\rho = f(p)$ брусита (рис. 4) и натролита в процессе дегидратации показало, что с увеличением p электросопротивление возрастает. Такой характер $\rho = f(p)$ в данном случае, по-видимому, связан, с одной стороны, с уменьшением подвижности одного из возможных токоносителей, а именно $(\text{OH})^{-1}$, а с другой — замедлением процесса дегидратации с увеличением давления.

Опыты в изобарическом режиме осуществлялись при следующих значениях давления: 5, 10, 20 кбар (рис. 5). На рис. 5, б

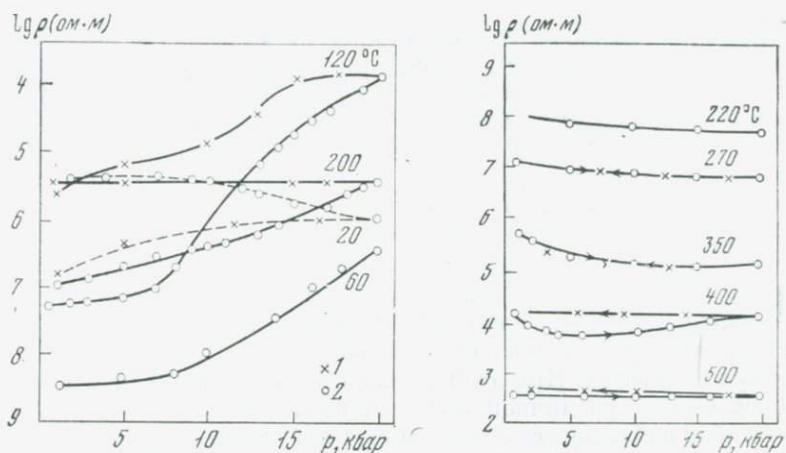


Рис. 3. Изменение электропроводности натролита при разных температурах в процессе первого нагружения

Ход: 1 — прямой; 2 — обратный

Рис. 4. Зависимость электропроводности брусита от давления при разных температурах

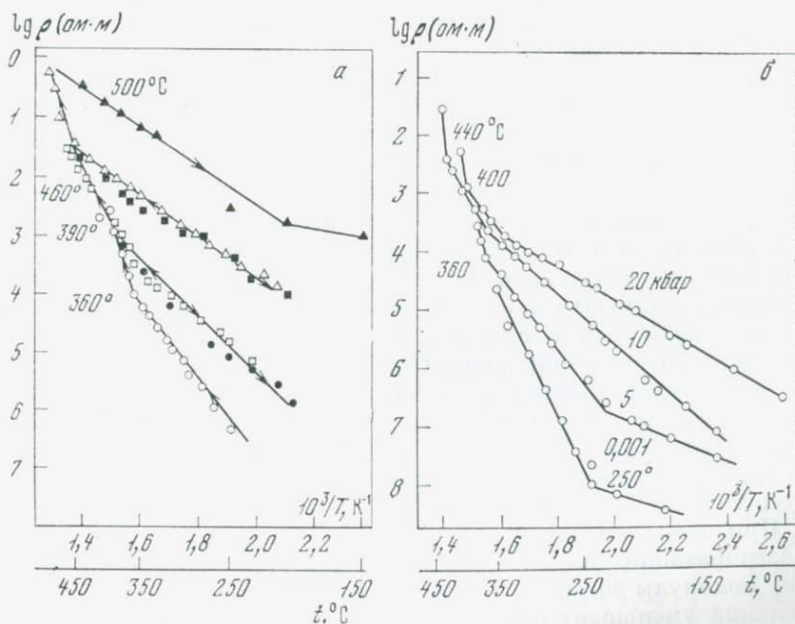


Рис. 5. Зависимость электропроводности натролита от температуры в режиме нагрев — охлаждение — нагрев при 5 кбар (а) и изобары электросопротивления при различных давлениях (б)

показаны результаты одного из таких опытов. Видно, что с увеличением предельной температуры нагрева прямые $\lg \rho = f(1/T)$ охлаждения располагаются последовательно друг над другом. Это свидетельствует о необратимости процесса, который обусловлен выделением химически связанной воды. В то же время снятие обратного хода $\rho = f(T)$ до начала дегидратации (см. рис. 5) показывает удовлетворительное совпадение экспериментальных точек при нагреве и охлаждении.

Следует отметить, что выделение основной части воды цеолитового типа из натролита при высоких давлениях в изобарическом режиме сопровождается значительно более резким уменьшением электросопротивления, чем при атмосферном давлении. Кроме того, при 400—500° С наблюдается выброс вещества взрывного характера из ячейки. При этом в зависимости от величины давления выброс бывает различной интенсивности. В диапазоне давлений 1—10 кбар наблюдается лишь выброс незначительного количества материала, что, естественно, приводит к спаду давления, которое быстро восстанавливается. В опытах при более высоких давлениях $p > 10$ кбар выброс большого объема материала сопровождается звуковым эффектом.

Рассмотрим более подробно механизм электропроводности натролита с учетом его кристаллической структуры. В цеолитах и полевых шпатах имеются каналы, в которые могут проникать, а также из них удаляться различные катионы. По этим же каналам без разрушения каркаса могут перемещаться мелкие молекулы. При этом у цеолитов по сравнению с полевыми шпатами эти каналы являются еще более открытыми по своей структуре и содержат более крупные полости. При дегидратации натролита происходит постепенное образование свободных каналов, сопровождающееся некоторым уменьшением плотности (от 2,3 до 2,08 г/см³), но с сохранением структуры и объема вещества [4].

Учитывая, что наиболее вероятными носителями тока могут быть катионы натрия, образование каналов в цеолитах является стимулирующим фактором для миграции токоносителей. Можно предположить, что в изотермическом режиме наблюдаемое под воздействием давления повышение электросопротивления натролита обусловлено деформацией каналов, что понижает подвижность токоносителей, а следовательно, уменьшает электропроводность.

Действительно, рентгенографические исследования показали, что одновременное воздействие давления от 5 до 20 кбар и температуры от 250 до 650° С нарушает исходную решетку натролита. При этом меняется форма кривых ДТА (см. рис. 2). В процессе дегидратации должно возрастать число токоносителей, поскольку молекулы воды, как известно, связаны с катионами Na⁺ и их удаление уменьшает число связей, а следовательно, и энергию закрепления Na⁺.

Физическая природа интенсивного роста электропроводности брусита при реакции $\text{Mg}(\text{OH})_2 \rightarrow \text{MgO} + \text{H}_2\text{O}$ обусловлена появ-

лением подвижных токоносителей в виде $(OH)^-$ и возникновением дополнительных токоносителей за счет изменения энергетического состояния катионов Mg^{2+} . Естественно, что по мере увеличения температуры в интервале $540-700^\circ C$ количество токоносителей в виде $(OH)^-$ уменьшается и одновременно происходит перестройка

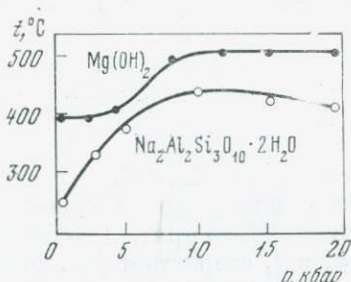


Рис. 6. Диаграмма дегидратации натролита и брусита по данным электросопротивления

структуры, что приводит к росту ρ после полной дегидратации брусита.

В таблице представлены результаты изменения электропроводности натролита и брусита в интервале температур $250-520^\circ C$ при давлениях 0,001, 5, 10 и 20 кбар. Температура начала процесса дегидратации t_c соответствует излому прямой $\lg \rho = f(1/T)$, что установлено не только по характеру кривой охлаждения, но и аналитическим взвешиванием.

Из таблицы следует, что, несмотря на близкую температуру начала дегидратации натролита, в диапазоне давлений 5–20 кбар наблюдается существенное различие в потере веса образцами. Это

Минерал	p, кбар	$t_c, ^\circ C$	До дегидратации		$\Delta m/t_{max}$
			$\lg \rho$, ом·м	E_0 , эв	
Натролит, $Na_2Al_2Si_3O_{10} \cdot 2H_2O$	0,001	250	8,00	—	10,1/450
	2,5	330	4,50	1,40	8,6/500
	5	360	4,10	1,30	5,2/500
	10	440	2,44	0,80	1,3/500
	15	420	2,50	0,75	1,5/500
	20	400	2,95	0,55	1,8/500
Брусит, $Mg(OH)_2$	0,001	390	10,75	0,8	31/540
	2,5	390	6,95	1,7	285/510
	5	410	5,52	1,3	22/510
	8	500	5,46	0,94	1/530
	15	500	6,03	1,0	0,9/520
	20	510	5,67	1,03	0,2/520

Примечание. Δm — потеря веса образцом в процессе опыта при нагреве до предельной температуры опыта.

свидетельствует о существенном уменьшении скорости реакции дегидратации под действием высокого давления. При этом наиболее интенсивное изменение скорости реакции и повышение начальной температуры дегидратации t_c происходит в начальной области давлений (до 10 кбар).

Кроме того, перед дегидратацией в изобарическом режиме наблюдается уменьшение сопротивления и энергии активации с ростом давления, что может быть связано с частичным выделением химически связанной воды. Последнее подтверждается также результатами опытов, выполненных в изотермическом режиме, а именно сильным уменьшением ρ при первом цикле нагружения в интервале 60—240° С. Для брусита при $p = 2,5$ кбар скорость процесса дегидратации существенно больше, чем при атмосферном давлении, но при дальнейшем повышении давления она уменьшается, а t_c возрастает (см. рис. 6 и таблицу).

Для сейсмологии полученные результаты могут представлять интерес в двух направлениях. Во-первых, явления типа взрыва, наблюдаемые в опытах с натролитом, свидетельствуют, что в процессе дегидратации при определенных условиях p и T может происходить существенное увеличение потенциальной энергии вещества. Таким образом, если в естественном залегании в каком-то объеме пород скорость дегидратации больше скорости релаксации возникающих напряжений, то данный объем пород является источником дополнительных напряжений и представляет собой сейсмически опасную область.

Во-вторых, при дегидратации в закрытой системе происходит существенное уменьшение ρ пород, что может обуславливать аномальный ход сопротивления по мере развития этого процесса при уменьшении давления.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Файф В. С.* и др. *Метаморфические реакции и метаморфические фации*. М., ИЛ, 1962.
2. *Бердичевский М. Н., Дубровский В. Г.* и др. Аномалии электропроводности верхней мантии и их геотермическая интерпретация.— *Изв. АН СССР. Физика Земли*, 1971, № 7.
3. *Бердичевский М. Н., Бондаренко А. Т.* и др. Электропроводность верхней мантии и проводящие слои в коре и верхней мантии.— В кн.: *Строение земной коры и верхней мантии морей и океанов*. М., «Наука», 1973.
4. *Бондаренко А. Т.* О природе аномальной электропроводности в земной коре виллоуской синеклизы по экспериментальным данным на образцах.— *ДАН СССР*, 1973, 209, № 1.
5. *Пархоменко Э. И., Беликов Б. П.* и др. Влияние серпентинизации на упругие и электрические свойства горных пород.— *Изв. АН СССР. Физика Земли*, 1973, № 8.
6. *Пархоменко Э. И., Мкртчян С. А.* Исследование процесса декарбонизации сидерита, магнезита и арагонита методом электропроводности при высоких давлениях.— *Геохимия*, 1975, № 6.
7. *Пархоменко Э. И., Бондаренко А. Т.* Электропроводность горных пород при высоких давлениях и температурах. М., «Наука», 1972.

ИССЛЕДОВАНИЕ ПЬЕЗОЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ЭФФЕКТА НЕФЕЛИНА, ТУРМАЛИНА И КАНКРИНИТА В ТЕМПЕРАТУРНОМ ПОЛЕ

Э. И. ПАРХОМЕНКО, А. Б. УСПЕНСКАЯ

В настоящее время для установления физической природы электрических и световых явлений, наблюдаемых как до, так и в момент землетрясения, большое значение имеют лабораторные исследования различных электрических свойств горных пород и минералов при высоких термодинамических параметрах. Как известно, механические процессы обуславливают возникновение многих физических явлений — свечения, электризации, изменения электропроводности и других, характер которых зависит от физико-химических свойств объектов и от структурных особенностей.

Многие вопросы, главным образом касающиеся минералов и горных пород, совсем не изучены, что, естественно, затрудняет понимание физики природных явлений. К таким малоизученным вопросам относится исследование температурной зависимости величины пьезоэлектрического эффекта минералов. Подобные исследования требуют разработки новой методики. Конечная цель исследований состоит в построении кривых изменения пьезоэлектрических модулей горных пород с глубиной, что крайне необходимо для теоретических расчетов возможной величины аномалии электрического поля, обусловленной сейсмической активностью.

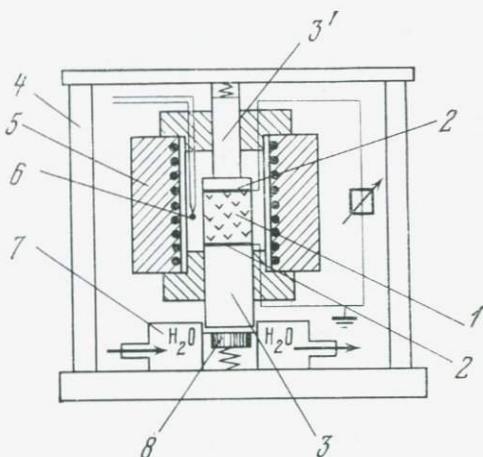
Кроме того, интерес к результатам исследования влияния термодинамических условий на пьезоэлектрические параметры монокристаллов связан с использованием их в качестве источника ультразвука при высоких давлениях и температурах.

Величины пьезоэлектрических модулей и пьезоэлектрических коэффициентов не остаются постоянными при изменении температуры. Вопрос о характере температурной зависимости пьезоэлектрических модулей теоретически не рассматривался, экспериментальные исследования в наибольшем объеме выполнены только для монокристалла кварца. Однако заключения различных авторов о характере изменения его пьезоэлектрических свойств с температурой носит несколько противоречивый характер. Всеми исследователями отмечается уменьшение величины пьезоэлектрического модуля d_{11} с ростом температур для α -кварца, но указываются различные температуры, с которых он начинает интенсивно уменьшаться.

При исследовании зависимости пьезоэлектрических модулей от температуры применялся известный динамический метод [1, 2]. Излучателем упругих колебаний служил керамический пьезоэлемент ЦТС-49, изготовленный в виде диска диаметром 20 мм и высотой 3,6 мм с собственной частотой колебаний порядка 500 кгц. Он был смонтирован в металлический корпус, который охлаждал-

Рис. 1. Принципиальная схема установки для измерения пьезоэлектрического модуля минералов и горных пород

- 1 — исследуемый образец;
- 2 — электрод;
- 3 — стержень из керамики;
- 3' — стержень из кварцевого стекла;
- 4 — кронштейн,
- 5 — обогреватель;
- 6 — платина-платинородиевая термопара;
- 7 — корпус пьезоизмерителя с водяной рубашкой;
- 8 — излучатель



ся в процессе опыта проточной водой. В результате непрерывного охлаждения температура пьезоэлемента не превышала 30°C . Упругие колебания через цилиндр из аморфного кварца диаметром 20 мм и высотой 60 мм поступали в исследуемый образец. Благодаря применению цилиндра из кварцевого стекла, обладающего ничтожным коэффициентом поглощения в интервале температур $20\text{--}600^{\circ}\text{C}$, образец находился в центре электропечи, где температурный градиент был минимальным.

Схема применяемой установки изображена на рис. 1. Как видно, образец минерала находится между кварцевым цилиндром и керамическим диском с держателем, имеющим форму цилиндра диаметром 25 мм и длиной 150 мм. Установка зажимается в кронштейне, в верхней части которого находится стакан с пружиной для создания равномерной и постоянной нагрузки в течение всего опыта на образец с электродом. Для измерения температуры применялась платина-платинородиевая термопара, спай которой находился посередине грани образца, это позволило с достаточной точностью ($\pm 5^{\circ}\text{C}$) измерять температуру образца с помощью прибора марки МПП-254М. Платиновые выводы от электродов и термопар изолировались от печи керамическими трубками. В опытах в качестве электродов использовалась платиновая фольга толщиной 0,05 мм.

Цель нашего исследования состояла в определении характера зависимости величины пьезоэлектрического эффекта от температуры нагревания для турмалина, канкринита, нефелина. Вначале для опробования методики были проведены измерения на двух образцах, вырезанных из монокристалла кварца перпендикулярно электрической оси. Для обоих образцов получена качественно близкая закономерность изменения пьезоэлектрического модуля d_{11} с повышением температуры, но наблюдалось заметное расхождение в значениях пьезоэлектрических модулей до 400°C , что может быть следствием различного содержания примесей в образцах.

Таким образом, результаты опытов с кварцем X-среза показали пригодность данной методики для получения картины изменения пьезоэлектрического эффекта с повышением температуры.

Для проведения измерений из образцов минералов вырезались кубики, и измерение величины пьезоэлектрического эффекта проводилось в каждом случае для направления, вдоль которого наблюдалось наибольшее значение пьезоэлектрического модуля. Каждый образец полировался для лучшего акустического контакта. Он помещался на акустическую задержку, роль которой выполнял кварцевый стержень. В печи рядом с образцом помещалась термopара, которая позволяла измерять постоянно температуру образца. Электрический сигнал с электрода подавался на усилитель ИПА, а затем на экран электронно-лучевой трубки; сигнал фотографировался.

Анализ проведенных экспериментов показывает, что наибольшая величина пьезоэлектрического эффекта присуща канкриниту, меньшая — нефелину. Отличие для них наблюдается и в характере поведения величины пьезоэлектрического модуля в зависимости от температуры нагревания.

Пьезоэлектрический модуль турмалина (рис. 2) при нагревании от комнатной температуры до 400°C не меняет своей величины, в интервале температур $400\text{--}500^{\circ}\text{C}$ происходит наибольшее возрастание величины модуля, его значение увеличивается на 18% от значения пьезоэлектрического модуля при комнатной температуре. При дальнейшем нагревании от 500 до 700°C происходит уменьшение пьезоэлектрического модуля, он на 27% меньше, чем при комнатной температуре. При исследовании обратного хода, т. е. при охлаждении образца, наблюдалось сохранение пониженного значения пьезоэлектрического модуля от 700 до 450°C , а затем в интервале $450\text{--}400^{\circ}\text{C}$ происходит его возрастание до первоначального значения при комнатной температуре.

Изменение пьезоэлектрического модуля нефелина в зависимости от температуры (см. рис. 2) носит иной характер, чем для тур-

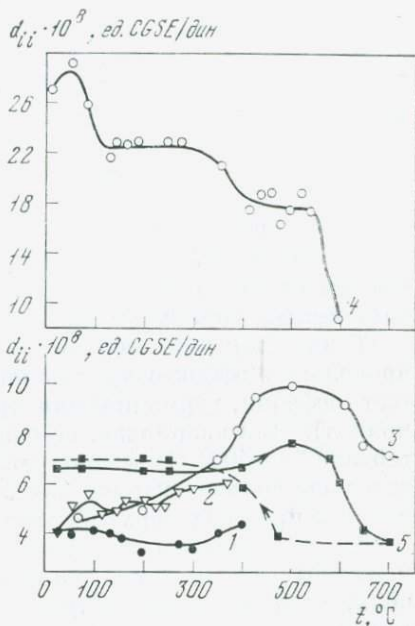


Рис. 2. График зависимости пьезоэлектрического эффекта от температуры

1—3 — нефелин, первый, второй и третий циклы нагрева соответственно;
4 — канкринит; 5 — турмалин

малина. Так, в интервале от 25 до 500° С происходит увеличение модуля в 2,5 раза по сравнению с его величиной при комнатной температуре, а при дальнейшем повышении температуры от 500—700° С значение модуля уменьшается на 30% по сравнению с максимальным при 500° С.

Величина пьезоэлектрического модуля канкринита (см. рис. 2) в зависимости от температуры ведет себя так: при нагревании от комнатной (25° С) до 100° С модуль уменьшается на 18% от его значения при 25° С; нагревание от 100 до 300° С не вызывает никаких изменений модуля, а при дальнейшем увеличении температуры от 300 до 600° С величина его уменьшается и значение d_{ii} канкринита составляет 44% от значения при 25° С.

Таким образом, величина пьезоэлектрического модуля при продольном эффекте трех монокристаллов незначительно возрастает (нефелин, турмалин) или проявляет слабое уменьшение (канкринит). Для кварца же, по нашим и литературным данным, в интервале 20—400° С пьезомодуль изменяется незначительно. Следовательно, пьезоэлектрическая активность рассматриваемых минералов в пределах верхней части земной коры, несмотря на повышение температуры с глубиной, остается достаточно высокой и может быть одной из причин проявления аномалий электрического поля, а также может стимулировать свечение атмосферы в период сейсмической активности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воларович М. П., Пархоменко Э. И. Пьезоэлектрический эффект горных пород.— ДАН СССР, 1954, 99, № 2
2. Пархоменко Э. И. Явления электризации в горных породах. М., «Наука», 1968.

СВЯЗЬ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД УКРАИНЫ С ИХ ПЕТРОХИМИЧЕСКИМИ ХАРАКТЕРИСТИКАМИ

Э. И. ПАРХОМЕНКО, Ф. В. ИНДУТНЫЙ

Решение ряда вопросов, связанных с проблемой физики очага землетрясения, настоятельно требует знания вещественного состава земной коры и верхней мантии. Однозначное определение их состава возможно лишь путем постановки комплексных полевых исследований в сочетании с данными лабораторных исследований. В работе делается попытка выяснить соотношение между сопротивлением и петрохимическими особенностями пород, а также магнитной проницаемостью, остаточной намагниченностью,

скоростью упругих волн и плотностью на примере вулканогенного комплекса геологических образований Днепровско-Донецкой впадины.

Физические параметры пород данного типа и региона в таком плане изучаются впервые.^F Объектом исследования служили образцы, изготовленные из кернов, отобранных с глубин от 1570 до 4100 м. Электросопротивление пород изучалось в интервале температур от 200 до 1000° С по методике [1], а остальные параметры — при атмосферных условиях.

Поскольку температурная зависимость сопротивления вулканогенных пород представляет интерес еще и с точки зрения установления природы проводящих слоев, которые определяются на глубине 15—25 км по данным магнитно-теллурического зондирования, несколько подробнее остановимся на характере зависимости $\rho = f(t)$ для отдельных групп горных пород.

Туфогенные породы были отобраны из четырех скважин с глубин 3721—4059 м. Представленный на рис. 1 экспериментальный материал показывает, что среди них могут быть породы с достаточно низким сопротивлением и со специфическим ходом ρ в области высоких температур.

Туффит 4350 (32) — плотная туфогенная порода, состоящая из мелких обломков спилита размером до 0,8 мм и примерно 20% кварца, плагиоклаза и кальцита. Максимальные значения электропроводности туффита в рассматриваемом ряду пород следует прежде всего отнести за счет высокого содержания рудного минерала, который находится в количестве 15% и согласно петрографическому описанию представлен скорее всего мартизированным магнетитом. Кроме того, в породе содержится хлорит, железосодержащая часть которого может также вносить существенный вклад в электропроводность породы.

Слабовыраженные максимумы следует отнести за счет различных физико-химических процессов, происходящих в породе, и главным образом за счет выделения 3,5% H₂O и 4,5% CO₂. Низкое сопротивление туффита при обратном ходе обусловлено вхождением титана в рудный материал. Как известно, при увеличении молекул титана в формуле Ti_xFe_{2-x}O₃ от 10⁻⁵ до 10⁻³ сопротивление уменьшается в 10⁸ раз [1].

Данная порода содержит максимальное количество FeO, Fe₂O₃ и TiO₂, что находится в соответствии с ее наименьшей величиной сопротивления в ряду туфов.

Туф порфиритов 4351 (3799) отличается от предыдущей породы несколько более высоким сопротивлением, главным образом вследствие малого содержания магнетита. Он сложен обломками порфиритов (80%) преимущественно андезитового состава. Цемент породы (3%) представлен основной массой порфиритов и их вторичными минералами — хлоритом, карбонатом, сфеном и рудным минералом. Фактором, способствующим повышению его электропроводности при низком содержании окислов железа, являются

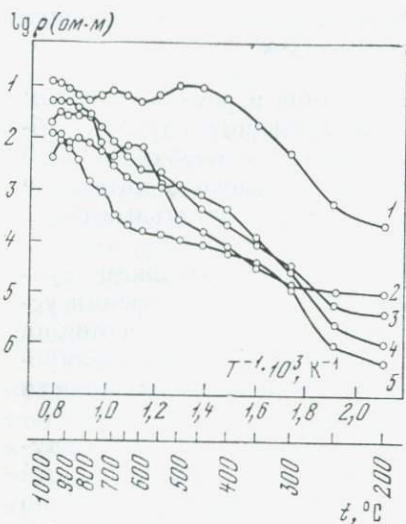


Рис. 1. Температурный ход электросопротивления различных туфогенных пород 1, 2, — туфиты 4350 и 4349; 3 — туф порфиритов 4351; 4 — туф андезитовый порфиритов 4352; 5 — туфолава 4348

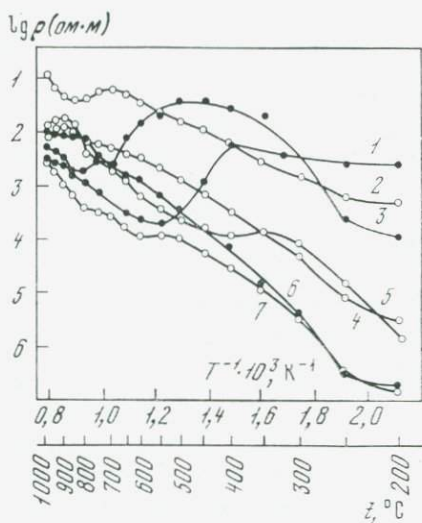


Рис. 2. Температурный ход электросопротивления средних и основных эффузивных пород 1, 3 — базальтовые порфириты 4337 и 4336; 2 — диабаз 4342; 4 — андезитовый порфирит 4143; 5 — диабазовый порфирит 4339; 6, 7 — базальт 4334 и 4335

структурные особенности породы. В структуре порфиритов отмечаются тонкие войлоки микролитов, промежутки между которыми заполнены вулканогенным стеклом. За счет войлока микролитов существенный вклад дает поверхностная проводимость, а наличие ожелезненной аморфной фазы между ними создает сеть токопроводящих каналов.

Туф андезитовый порфиритов 4352 (3861) наиболее близок по значениям ρ к туфу 4351 (3799). Повышенное сопротивление в области температур 100—350° туфа 4352 обусловлено его стекловатым базисом кислого состава, в который погружены обломки пород, по краям окрашенные каемкой рудного минерала. Часть окислов железа, по-видимому, находится в химической формуле карбонатов, о чем свидетельствует интенсивное увеличение электропроводности в интервале 750—850° С, обусловленное декарбонатизацией. Содержание CO_2 в породе составляет 3,62%.

Туфолава 4348 (3867) представляет в основном пористое сильно измененное стекло (70%), которое почти полностью замещено слабо ожелезненным карбонатом. Остальные 30% составляют обломки пород (22%) и поровое пространство (8%). Интенсивное увеличение электропроводности в интервале 500—580° отражает процесс декарбонатизации и связанные с ним реакции окисления и восстановления железа.

Туффит 4349 (109) сцементирован тонкодисперсной железистой массой в виде гематита. Низкое значение энергии активации (0,1 эв) в интервале 100—300° С указывает на протекание процесса перезарядки ионов железа. Излом прямой $\lg \rho = f(1/T)$ при $t = 700^\circ \text{C}$ скорее всего обусловлен диссоциацией карбонатов, при которой выделяется CO_2 в количестве 2,11 %.

Таким образом, среди пяти исследованных туфогенных пород по величине ρ выделяется туффит 4350 (32), он же обладает максимальной величиной магнитной восприимчивости χ и минимальным значением скорости упругой продольной волны v_p , что объясняется наибольшим количеством в нем рудного минерала ($\sim 15\%$) и соответственно максимальным количеством окислов железа. Удельный вес пород находится в пределах 2,74—2,96 г/см³ и не обнаруживает корреляции с величиной сопротивления и другими параметрами пород.

Базальты 4334 (332), 4335 (385) и базальтовые порфириды 4336 (653) и 4337 (3309), отобранные в интервале глубин 2455—3599 м, характеризуются широким диапазоном сопротивления во всей температурной области 200—1000° С. При этом два базальта имеют как близкий характер зависимости $\lg \rho = f(1/T)$, так и значения ρ .

Участки прямых (рис. 2), параллельных оси абсцисс, свидетельствуют о проявлении в них процесса дегидратации хлорита, который входит в состав этой и другой породы в количестве 17—20 %. Базальтовые порфириды в отличие от базальтов обнаруживают более низкие значения сопротивления (примерно на 2—3 порядка) и увеличение сопротивления с повышением температуры от 640 до 750° С. Последнее обусловлено термохимической активностью железосодержащих минералов.

Промежуточное положение по значениям ρ между базальтами и базальтовыми порфиридами занимают андезитовый порфирит 4143 (121) и диабазовый порфир 4339 (455) (см.рис. 2), а диабаз 4342 (3438) при $t > 600^\circ \text{C}$ проявляет еще более высокую проводимость, чем базальты.

Диабаз 4342 (3438) отобран с глубины 4783 м. Минералами, вносящими наибольший вклад в электропроводность этой породы, являются: рудный минерал (5 %), который развит по всем минералам и иногда заполняет промежутки между ними; хлорит (20 %), имеющий мелкочешуйчатое агрегатное состояние, и, возможно, пироксен (25 %). Важным моментом в смысле понижающего влияния на сопротивление является серицитизация плагноклаза.

По величине сопротивления в области примесной проводимости к данному диабазу примыкают андезит 4333 (408), альбитофир 4343 (90) и кератофиры 4345 (622) и 4346 (598). Глубина залегания их соответственно составляет — 3204, 3447, 2207 м. Температурный ход наиболее проводящей из четырех указанных пород характеризуется проявлением ряда аномалий, обусловленных наличием карбонатных минералов (CO_2 — 5,28 %).

Альбитофиры 4344 (602), 4243 (90) и кератофиры 4345 (622) и 4346 (598) отобраны в интервале глубин 2207—3447 м. По значениям ρ альбитофиры до 400° С отличаются примерно на 3 порядка. С дальнейшим повышением температуры расхождение в сопротивлении уменьшается, но и при 1000° С составляет около 1 порядка.

Сопоставление минерального состава альбитофиров не позволяет объяснить наблюдаемое расхождение ρ . Основная масса этих пород представлена альбитом, а сопротивление альбитофира с 5% рудного минерала выше, чем альбитофира, содержащего его в количестве 1%. Согласно же химическому анализу содержание суммы окислов Fe_2O_3 , FeO и CaO у альбитофира 4243 примерно в 2 раза больше, чем у 4344. Кроме того, у первого — высокий процент составляют летучие компоненты, а именно H_2O (2,98%) и CO_2 (2,54%). По-видимому, существенный вклад в электропроводность вносит ожелезненный хлорит.

Образцы исследованных кератофиров принадлежат одной скважине, но отобраны с разных глубин: 4345 — с глубины 3696, 4346 — 2207 м. Обе породы примерно до 650° С характеризуются высокой проводимостью и нерегулярным изменением ρ с повышением температуры, что объясняется их минеральным составом и структурой. Например, кератофир 4345 (622) сложен вкрапленниками альбита в значительной степени измененными процессами серицитизации и карбонатизации.

В ряде случаев трещины вкрапленников выполнены гидроокислами железа. Кроме того, гидроокислы железа окружают зерна вкрапленников, образуя как бы каемки. Основная масса сложена микролитами альбита размером 0,01—0,08 м, в небольшой степени пелитизированного.

Все отмеченные особенности породы приводят к существенному увеличению токоносителей с низкой энергией активации. За счет хлорита, гидроокислов железа, магнетита породы являются термохимически активными, что проявляется в виде аномальных положных максимумов ρ до 650° С и увеличения сопротивления при повышении t до 700—800° С.

Как следует из сказанного, петрографическая характеристика пород не всегда позволяет с достаточной достоверностью объяснить происхождение той или иной величины сопротивления исследуемой породы.

Поэтому, используя данные химического анализа, проведем сопоставление ρ с содержанием окислов, как повышающих, так и понижающих сопротивление. Как видно на рис. 3, в области примесной проводимости, например, $\rho_{200^\circ\text{C}}$ вулканогенных пород при одинаковой сумме в них окислов $\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3$, FeO , CaO , Na_2O может изменяться в пределах 2—2,5 порядков на фоне общего падения ρ с их увеличением. Диапазон значений $\rho_{1000^\circ\text{C}}$ при одинаковом содержании указанных окислов не выходит за пределы 1,5 порядков, а зависимость ρ от химического состава выражена менее

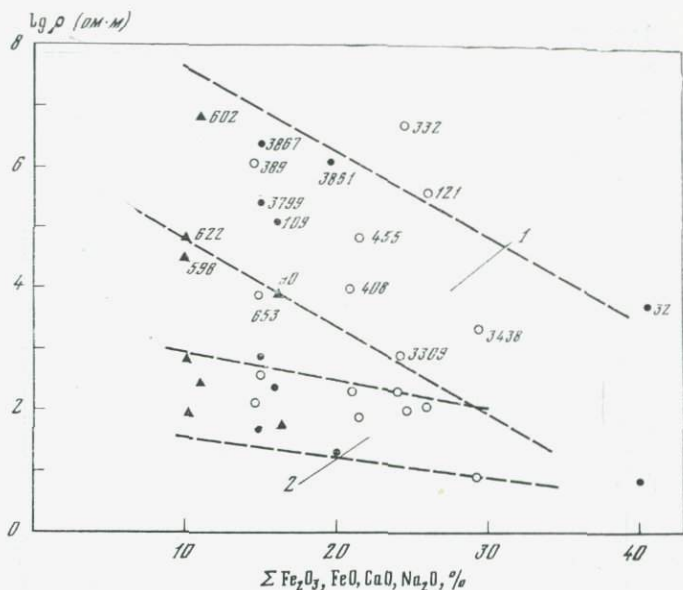


Рис. 3. Зависимость электросопротивления вулканогенных пород от содержания окислов
При t °C: 1—200; 2—1000

четко. Завышенное сопротивление базальта 4334 (332) по сравнению с породами, в которых количество окислов колеблется в пределах 23—30%, связано с вхождением окислов железа в химическую формулу карбонатных и силикатных минералов, а также с выделением магнетита в виде изолированных зерен изометрической формы. Увеличение другой группы окислов в породе, а именно MgO , SiO_2 и Al_2O_3 , обуславливает, наоборот, повышение ρ .

На рис. 4, а, б представлены данные, показывающие связь сопротивления с магнитной проницаемостью κ и остаточной намагниченностью I_r . За исключением четырех пород — базальта 4334 (332), туфа 4352 (3861), андезита 4333 (408) и альбитофира 4343 (90), наблюдается закономерное уменьшение ρ с увеличением κ и I_r . Чем ниже температура, тем сильнее выражена эта зависимость. Повышенные значения I_r и κ пород 4334 (332) и 4348 (3867) при данных значениях ρ объясняются неблагоприятной формой выделения магнетита, что не отражается или слабо влияет на их магнитные параметры. Противоположная картина наблюдается для пород 4333 (408) и 4343 (90). Малое содержание магнетита в них обуславливает низкие значения I_r и κ . Вторичные же процессы, которым были подвержены породы, в значительной степени изменили энергетическое состояние их составных компонент, что привело к существенному повышению удельного веса поверхностной проводимости.

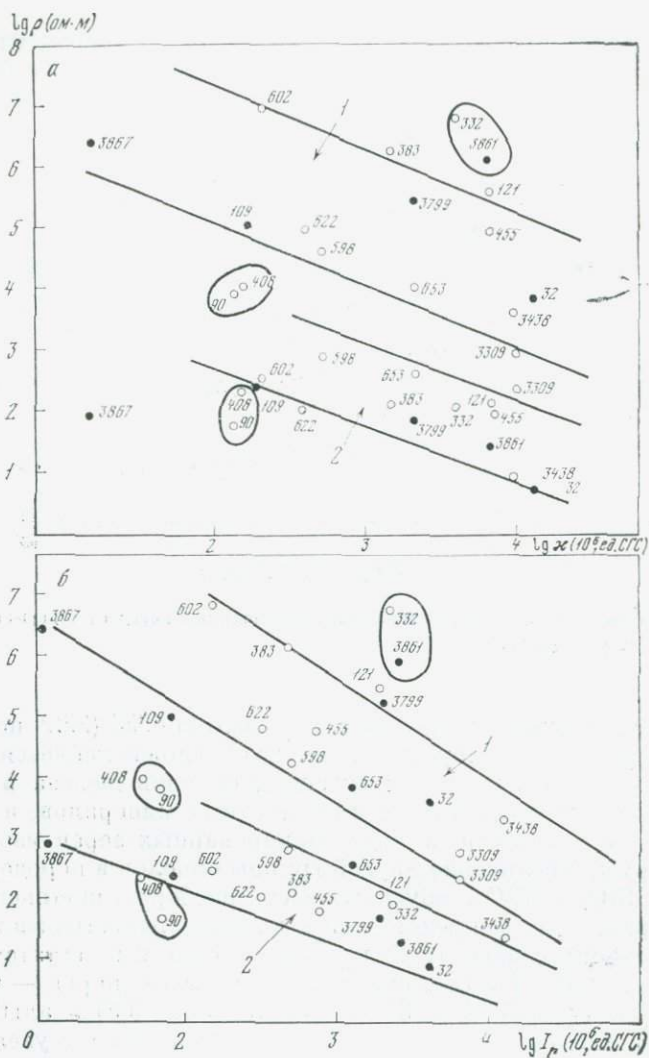


Рис. 4. Зависимость электросопротивления от магнитной проницаемости κ (а) и остаточной намагниченности I_r (б)

При t , °C: 1—1000; 2—200

Зависимость между электросопротивлением и скоростью упругих волн для данного комплекса пород не обнаружена. Она проявляется лишь в том случае, когда причиной понижения сопротивления и скорости являются процессы пелитизации, серицитизации, сосюритизации и т. п. Когда же электропроводность возрастает лишь за счет специфической геометрии распределения проводящей компоненты и ее состава, скорость упругих волн остается индифферентной.

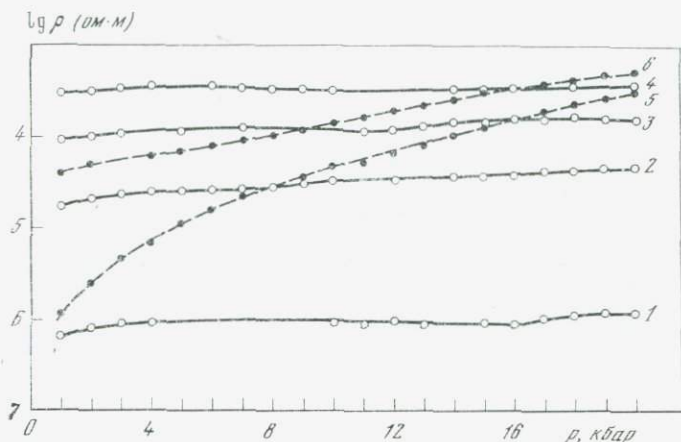


Рис. 5. Влияние давления на электросопротивление вулканогенных пород при различных температурах, °С

Долерит 4336(453): 1—200; 2—300; 3—400; 5—500; кератофир 4345(622); 5—200; 6—400

Для выяснения влияния давления на электросопротивление пород были отобраны следующие породы: базальтовый порфирит 4337 (653), альбитофир 4344 (602), диабаз 4339 (455), туфолава 4348 (3867), туффит 4350 (32), кератофир 4345 (622), андезит 4333 (408).

Исследования показали, что часть пород практически не меняет сопротивления под действием квазигидростатического давления до 20 кбар, а у некоторых в результате различных термохимических процессов происходит интенсивное увеличение электропроводности в определенном интервале температур. На рис. 5 приведены два случая различной закономерности изменения ρ с давлением.

В заключение анализа связи электросопротивления рассматриваемого комплекса вулканогенных пород с их минеральным и химическим составом необходимо отметить следующее. Данный комплекс пород отличается относительно невысоким сопротивлением во всем интервале температур 200—1000° С. При этом среди них встречаются породы с аномально низким сопротивлением, которое в большинстве случаев обусловлено высоким содержанием окислов железа, представленных в основном в виде хлорита и пироксена или одним из этих минералов. При наличии железистых карбонатов сопротивление в области примесной проводимости обычно выше по сравнению с тем, которое могло бы быть в случае вхождения катионов железа в силикаты. Понижающим фактором в ряде случаев является мелкокристаллическая структура пород и наличие аморфной фазы. В породах, за исключением туффита 4350 (32), содержание рудного минерала не превышает 5%, что не может быть определяющей причиной их повышенной электропроводности.

Наблюдаемая связь для некоторых типов пород между электропроводностью и магнитной проницаемостью указывает на возможность сочетания магнитной аномалии с наличием проводящего слоя в земной коре [2].

ЛИТЕРАТУРА

1. Пархоменко Э. И., Бондаренко А. Т. Электропроводность горных пород при высоких давлениях и температурах. М., «Наука», 1972.
2. Бердичевский М. Н., Бондаренко А. Т., Ваньян Л. Л. и др. Электропроводность верхней мантии и проводящие слои в коре и верхней мантии. — В кн.: Строение земной коры и верхней мантии морей и океанов. М., «Наука», 1973.

ИССЛЕДОВАНИЕ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ ЖИЛЬНЫХ КВАРЦЕВ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ТЕМПЕРАТУРЫ

А. Б. УСПЕНСКАЯ, Э. И. ПАРХОМЕНКО

Все кварцсодержащие горные породы, жильный кварц и пегматитовые тела являются источниками электрических полей, возникающих в результате изменения напряженного механического состояния в период сейсмической активности. Поэтому необходимо изучать поведение электрических параметров таких геологических образований в различных термодинамических условиях.

Кварц, как известно, широко распространен и является одним из основных породообразующих минералов. Он входит в состав многих горных пород: гранитов, пегматитов, песчаников, кварцитов и является жильным минералом многих рудных месторождений.

Кварц кристаллизуется в широком диапазоне физико-химических условий, начиная от магматических и кончая гипергенными, т. е. начиная с высоких температур и давлений и кончая почти атмосферным давлением и низкими температурами. Существует несколько модификаций кремнезема, в изучаемых кварцах встречаются только β - и α -модификации.

Известно, что β -кварц существует в интервале температур $830-573^{\circ}\text{C}$. При более низкой температуре он переходит в α -модификацию, т. е. его сингония из гексагональной переходит в тригональную. Но, несмотря на это, в кварце, существовавшем при температуре выше 573°C , т. е. в бывшей β -модификации, сохраняются следы ее гексагональной сингонии. Это обстоятельство позволяет отличить бывший β -кварц по физическим свойствам в любой породе [1].

Объектом изучения были кварцы оловорудных месторождений. За эталон β -кварца принимался жильный кварц из Вольнского месторождения. Остальные жильные кварцы представляли собой смесь β - и α -модификаций или α -модификацию кварца.

Для сопоставления изучался X- и Z-срез искусственного монокристалла кварца. Целью нашего исследования было установление отличия температурной зависимости удельного сопротивления монокристалла кварца от аналогичной зависимости для природных жильных кварцев, являющихся образцами пород с разной степенью зернистости.

Петрографическое описание исследуемых образцов жильных кварцев

Образец	Месторождение	Стадия минерализации	Характеристика	Форма зерен	Средняя величина зерен, мм
β	Вольнское	Пегматитовая жила	Серовато-дымчатый с «сотовой» структурой из внутренней части крупного кристалла	Неправильная, изометричная	1,8×1,4
32	Ононское	Из сердечника пегматитовой жилы	Темно-серый сливной крупнозернистый кварц с «сотовой» структурой	Неправильная, слегка вытянутая	1,8×1,28
395	Зун-Ундурское	Первая стадия из жил, залегающих в карбонатных породах	Серый сливной крупнозернистый, неравномерно трещиноватый	Удлиненная, границы неровные	1,6×0,8

Петрографическое описание изучаемых кварцев дано в таблице. Если жильный кварц из пегматитовой жилы Вольнского месторождения принимался за эталон β -кварца, то кварц 395 первой стадии минерализации Зун-Ундурского месторождения представляет собой модификацию α -кварца, а кварц 32 Ононского месторождения является смесью β - и α -модификации: 80% β -кварца и 20% α -кварца. Физические свойства этих кварцев различны. Ниже приведены для них значения плотности ρ и диэлектрической проницаемости ϵ , измеренные при температуре 20° С:

Образец	ϵ	ρ , г/см ³
β	4,46	2,65
32	4,5	2,641
395	4,77	2,633

Электрическое сопротивление измерялось в интервале температур 150—1100° С по методикам [2, 3]. Одновременное измерение электрического сопротивления в постоянном и переменном поле

позволяло получить не только удельное сопротивление, но и диэлектрическую проницаемость исследуемых образцов.

Измерение электрических свойств жильных кварцев проводилось на серии образцов, вырезанных из одного керна диаметром ~ 30 мм и высотой около 3 мм. Ориентировка образцов вдоль оси керна одинакова, так как они срезались параллельно друг другу. Electroдами служили диски из платиновой фольги диаметром, равным диаметру исследуемого образца. Для получения лучшего контакта между электродом и образцом создавалась постоянная нагрузка в 15—20 кг.

Электрическое сопротивление измерялось у образцов жильных кварцев с различными металлическими покрытиями: серебряным, медным и платиновым. Из экспериментальных данных следует, что наиболее точные и стабильные значения электрического сопротивления получаются при использовании платиновых электродов на образцах с платиновыми покрытиями.

Для искусственного монокристалла температурная зависимость логарифма удельного сопротивления от величины $1/T$ носит линейный характер до 900—950° С. Это совпадает с результатами работы [4]. Проведенные эксперименты подтвердили наличие анизотропии электрического сопротивления в монокристалле кварца. Вдоль оси X электропроводность на 1,5 порядка ниже, чем вдоль оси Z . Однако энергия активации для обоих направлений в интервале температур от 200 до 900° С примерно одинакова: так для направления оси X энергия активации равна 0,8 эв, а вдоль оси Z — 0,75 эв. С увеличением температуры от 900° С наблюдается резкое уменьшение сопротивления в направлении оси X , энергия активации возрастает более чем в 3 раза и составляет 2,5 — 2,6 эв.

Анализ экспериментальных данных позволил сделать выводы, что температурная зависимость удельного сопротивления жильных кварцев носит одинаковый характер при измерениях в переменном и постоянном электрическом поле.

На кривых зависимости логарифма удельного сопротивления от величины $1/T$, построенных по экспериментальным данным для образцов жильных кварцев, можно выделить четыре температурных интервала, в трех из них наблюдается линейная зависимость логарифма удельного сопротивления, а в четвертом интервале происходят аномальные изменения (рис. 1). В зависимости от генетического типа кварца температурные интервалы аномального изменения удельного сопротивления имеют разные границы. У β -кварца аномальные изменения наступают при более низких температурах и продолжаются при более высоких температурах (250 — 600° С), чем у других (300 — 550° С).

Измерение сопротивления серии образцов одного типа позволяет для каждого типа выделить область линейной зависимости логарифма удельного сопротивления и по ее границам определить энергию активации в температурных интервалах, характерных

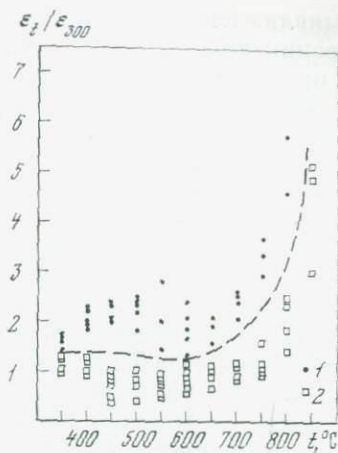
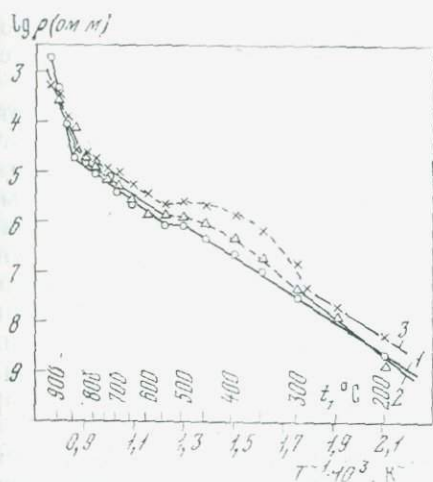


Рис. 1. Зависимость логарифма удельного сопротивления от величины $1/T$ для образцов (1—3) жильного кварца 396 Зул-Ундурского месторождения

Рис. 2. Зависимость $\epsilon_t/\epsilon_{300}$ от температуры

1 — для образцов 396 (α -кварц); 2 — для β -кварца

для данного типа кварца. Вычисленные значения энергии активации показали, что для β -модификации кварца энергия активации имеет меньшее значение по сравнению с кварцами, представляющими собой смесь β - и α -модификаций (образец 32) или α -кварц. Температурная зависимость диэлектрической проницаемости кварцев разного генезиса помимо линейной зависимости характеризуется аномальным изменением диэлектрической проницаемости в некоторых интервалах температур.

Для β -кварца аномальное поведение диэлектрической проницаемости ϵ начинается при наиболее низких температурах и продолжается до наиболее высоких температур, чем у кварцев других типов.

В областях линейной зависимости диэлектрической проницаемости при любой температуре наибольшее значение ϵ всегда имеет β -кварц, наименьшее — образцы, содержащие α -кварц.

Для кварцев, состоящих на 100% из α -модификации, в аномальной области наблюдаются наименьшие колебания значений диэлектрической проницаемости, а в линейных областях ход прямой идет более полого.

Вычисленные отношения $\epsilon_t/\epsilon_{300}$ (ϵ_t — значение диэлектрической проницаемости при определенной температуре, ϵ_{300} — при 300°C) и нанесенные на график зависимости их от температуры показывают четкое разграничение экспериментальных данных для α - и β -кварцев (рис. 2).

Из анализа экспериментальных данных видно, что особенности жильных кварцев разного генезиса наилучшим образом

выявляются в температурной зависимости диэлектрической проницаемости, хотя различия в их свойствах обнаруживаются и при комнатной температуре.

В отличие от выводов, сделанных в работе [4], считаем, что одновременное выявление температурной зависимости удельного сопротивления на переменном и постоянном токе позволяет сделать вывод о том, что электрические свойства исследуемых жильных кварцев оловорудных месторождений отражают их специфические особенности. Электрические свойства, как и другие, пьезоэлектрические и другие физические свойства, выявляют общие закономерности для кварцев одной генетической группы разных месторождений. Проведение дальнейших исследований сможет дать необходимый материал для установления поведения кварцев оловорудных месторождений, относящихся к различным геологическим формациям, в температурном поле.

В аномальной области, т. е. в области, где не наблюдается линейная зависимость логарифма проводимости от обратной величины температуры, для изучаемых кварцев установлено аналогичное поведение и величины коэффициента линейного расширения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Доломанова Е. И., Квитка С. С. Рентгенометрическое изучение β - α -модификаций кварца с целью их диагностики в сливных жильных его агрегатах. — ДАН СССР, 1972, 204, № 4.
2. Пархоменко Э. И., Бондаренко А. Т. Электропроводность горных пород при высоких давлениях и температурах. М., «Наука», 1972.
3. Пархоменко Э. И. Электрические свойства горных пород. М., «Наука», 1965.
4. Колодцева С. В., Фирсова М. М. К вопросу об электропроводности природного и искусственного кварца в постоянном электрическом поле. — Кристаллография, 1968, 13, вып. 4.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СЕЙСМОЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ЭФФЕКТА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД И ПУТИ ЕГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ В ГЕОФИЗИКЕ

Э. И. ПАРХОМЕНКО

Сейсмоэлектрический эффект E_0 относится к классу электрокинетических явлений, наблюдаемых в двухфазных средах [1]. Поскольку в горных породах преобладает твердая фаза, то сейсмоэлектрический эффект горных пород рассматривается как модификация электроосмоса и обратного ему явления — потенциала протекания.

Электроосмос — движение жидкости относительно твердого скелета под действием внешнего электрического поля. Потенциал протекания выражается в возникновении разности потенциалов вследствие движения жидкости относительно твердого тела при механическом воздействии. Проявление указанных явлений обязано существованию на границе раздела твердой и жидкой фаз двойного электрического слоя, одна часть которого, непосредственно примыкающая к твердой фазе, является неподвижной и называется адсорбционным слоем, а другая часть, менее прочно связанная с твердой фазой, именуется диффузным слоем.

Отличается же сейсмоэлектрический эффект от потенциала течения и электроосмоса динамическим режимом воздействия механических напряжений и использованием переменных или импульсных электрических полей вместо соответственно статической нагрузки и постоянного электрического поля. Кроме того, сейсмоэлектрический эффект был обнаружен и изучается на горных породах, которые являются весьма физически сложными объектами как в смысле состава, так и структуры [1—12]. Это обуславливает ряд специфических его особенностей и требует постановки специальных исследований. Известные же представления в коллоидной химии об электрокинетических явлениях позволяют лишь феноменологически объяснить физическую природу наблюдаемых закономерностей.

Методика. Для возбуждения и регистрации сейсмоэлектрического эффекта может быть использована ультразвуковая аппаратура стандартного типа, применяемая при изучении упругих характеристик горных пород, и различные конструкции установок для образцов, в частности описанная в работе [1]. Методика наблюдения заключается в следующем. Электрические импульсы, вырабатываемые блоком генераторов, подаются на пьезоизлучатель и преобразовываются в нем в упругие колебания ультразвуковой частоты. Упругие колебания через цилиндр из плексигласа (высотой 6 см, диаметром 3 см), который служит акустической задержкой, подступают в исследуемый образец горной породы. В случае наличия в образце сейсмоэлектрического эффекта упругие колебания преобразуются в электрические, которые усиливаются и наблюдаются на экране электронно-лучевой трубки.

В качестве излучателя служил пьезоэлемент поршневого типа, изготовленный из кристалла сегнетовой соли (размером $2 \times 2 \times 2$ см или больше). Хороший акустический контакт между цилиндром плексигласа и пьезоэлементом достигался за счет касторового масла, а между цилиндром плексигласа и исследуемым образцом — за счет усилия, создаваемого грузом в несколько килограммов. Прием электрического сигнала осуществлялся электродами. Один электрод из медной фольги накладывался на верхнюю грань образца и присоединялся к входу широкополостного усилителя, второй из тонкой оловянной фольги помещался на торец цилиндра и заземлялся. Сейсмоэлектрический

эффект оценивается путем замера амплитуды второго или третьего колебания. Величина амплитуды выражается в микровольтах.

Основные свойства сейсмоэлектрического эффекта пород осадочного комплекса. Экспериментально установлено, что необходимым и обязательным условием возникновения сейсмоэлектрического эффекта в породах является наличие твердой и жидкой фаз, при этом последняя должна находиться в достаточном количестве для образования диффузного слоя.

Одним из основных свойств сейсмоэлектрического эффекта является прямая пропорциональная зависимость между величиной энергии внешнего поля и возбужденного. Следовательно, значения сейсмоэлектрического потенциала или интенсивность упругих колебаний, излучаемых породой, не могут характеризовать сейсмоэлектрическую активность породы при различных значениях внешнего поля. В связи с этим для количественной оценки эффекта введен сейсмоэлектрический модуль, который является коэффициентом пропорциональности между внешним полем и возбужденным [2]. Сейсмоэлектрический модуль S при использовании различных ультразвуковых установок определяется относительным методом путем сравнения с эталоном. Таким эталоном может служить любой пьезоэлектрический кристалл с известными пьезоэлектрическими параметрами, возбуждаемый от продольных колебаний, в частности кристалл кварца X -среза.

Сейсмоэлектрический модуль в этом случае может быть вычислен по приближенной формуле

$$S = d_{\text{эт}} \frac{V_x C_x}{V_{\text{эт}} C_{\text{эт}}},$$

где $V_{\text{эт}}$, V_x — амплитуда электрических колебаний для эталона и образца, в мкв; $C_{\text{эт}}$ — суммарная емкость, слагаемая из емкостей прибора, подводящих проводов и эталона; C_x — то же, при наличии исследуемого образца.

Вторым важным свойством сейсмоэлектрического эффекта является отсутствие полярности, что означает возможность возникновения в равной степени как положительного, так и отрицательного заряда на одной и той же грани образца. Направление же первой фазы электрических колебаний на данной грани образца исследуемой породы определяется направлением градиента давления.

Осциллограммы, снятые с шести граней увлажненного образца доломита, а также других пород, показывают, что первая фаза электрических колебаний и последующая имеют одно и то же направление и на всех шести гранях образца регистрируется эффект примерно одинаковой величины. Знак первой фазы электрического сигнала у различных пород, согласно экспериментальным данным, неодинаковый и определяется их физико-химическими свойствами. Так, у известняка, полимиктового и оркозового

песчаников первая фаза электрических колебаний направлена вверх, а у алевролитов, органогенного известняка, наоборот, вниз.

Третьей особенностью сейсмоэлектрического эффекта является его обратимость, т. е. аналогично пьезоэлектрическому эффекту у влагонасыщенных осадочных пород наблюдается прямой и обратный сейсмоэлектрический эффект. Прямой эффект состоит в возникновении между двумя точками породы переменной разности потенциалов при распространении через нее упругой волны. Обратный эффект — возбуждение упругих колебаний в породе при наложении импульсного или переменного электрического поля.

Таким образом, сейсмоэлектрический эффект характеризуется прямой зависимостью между внешним полем и возбуждаемым, отсутствием полярности и обратимостью.

Основные закономерности проявления сейсмоэлектрического эффекта. Наряду с определяющими свойствами весьма важно знать зависимость величины сейсмоэлектрического модуля от различных факторов. В результате лабораторных исследований установлено, что величина сейсмоэлектрического эффекта — функция ряда переменных, главными из которых являются количество жидкой фазы, степень влагонасыщенности, концентрация электролита, химико-электрические свойства твердой фазы и структура породы, а также частота возбуждаемого поля.

На кривых зависимости сейсмоэлектрического эффекта от содержания порового электролита (рис. 1) следует выделить три области, отличающиеся различным характером закономерности. Первая область соответствует, как правило, интенсивному увеличению сейсмоэлектрического эффекта с повышением содержания влаги, вторая — характеризуется слабой зависимостью сейсмоэлектрического потенциала от содержания влаги и, наконец, третья соответствует уменьшению сейсмоэлектрического эффекта с ростом влаги. Нужно отметить, что третья область проявляется не у всех пород и зависит от структурных ее особенностей и степени влагонасыщенности. Увеличение сейсмоэлектрического эффекта в начальной области увлажнения обусловлено интенсивным ростом поверхности диффузного слоя, за счет смещения которого при распространении упругой волны наблюдается сейсмоэлектрический эффект.

Вторая область связана с увеличением количества свободного раствора, который не оказывает влияния на величину диффузного слоя, а следовательно, и на значение сейсмоэлектрического потенциала. Дальнейшее увеличение свободной влаги, как видно, приводит к уменьшению эффекта. Уменьшение эффекта при влажности, близкой к полному насыщению, можно предположительно объяснить увеличением силы инерции жидкой фазы, находящейся в крупных порах и тормозящей смещение диффузной части слоя. Наиболее четко наличие третьей области проявляется в глинах,

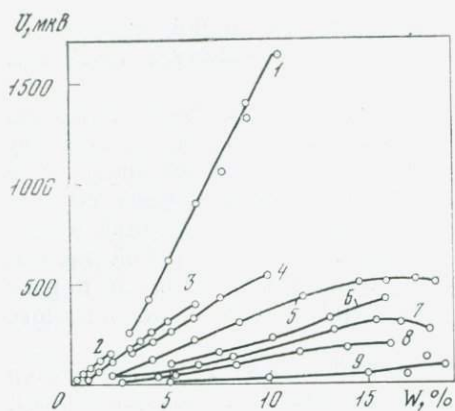


Рис. 1. Зависимость сейсмоэлектрического эффекта пород от влажности
1—4 — известняки; 5 — мергель; 6—9 — песчаники

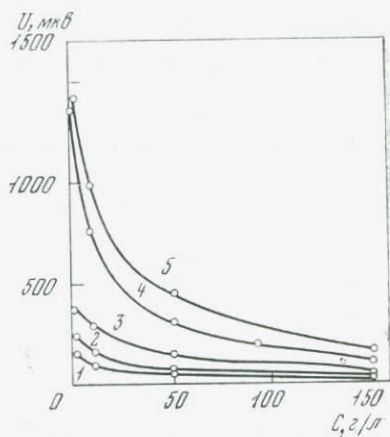


Рис. 2. Зависимость сейсмоэлектрического потенциала пород при $W = 10\%$ от концентрации раствора NaCl

1,2 — песчаник; 3 — мергель; 4, 5 — известняки.

что связано с процессом их разбухания, т.е. с увеличением диаметра поровых каналов. В мелкозернистом известняке, доломите, где превалирует мелкая пористость, эта область не зафиксирована.

На рис. 2 представлена серия кривых сейсмоэлектрического потенциала в зависимости от концентрации электролита при постоянной влажности. Можно видеть весьма сильное уменьшение эффекта с ростом содержания соли NaCl в растворе.

В билогарифмической системе координат зависимость сейсмоэлектрического потенциала от концентрации электролита для одной породы с разной влагонасыщенностью выражается прямыми линиями. При этом угол наклона для разных пород несколько варьирует. Например, для мергеля отмечается несколько другой наклон, чем для известняка, указывающий на более сильную зависимость потенциала U от концентрации C . Полученный экспериментальный материал позволяет связь между U и C выразить следующей формулой:

$$U = U_0 C^{-b},$$

где U_0 — потенциал при нулевой концентрации электролита, величина которого является функцией влажности и геометрии порового пространства; b — параметр, зависящий главным образом от электрохимических свойств твердого скелета. Влияние состава электролита на величину U не изучалось. Это имеет второстепенное значение, поскольку, во-первых, в природных поровых растворах превалирует хлористый натрий, во-вторых, ионы подвижности отличаются друг от друга незначительно, поэтому

значения сопротивления электролитов различных солей близки между собой. При насыщении пород неполярной жидкостью эффекта E_0 при данной чувствительности прибора не наблюдается.

Третьим фактором, оказывающим существенное влияние на величину сейсмoeлектрического модуля, является проницаемость, т.е. величина удельной поверхности твердой фазы, или, иначе говоря, зернистость породы. Существенное влияние проницаемости достаточно наглядно иллюстрируют данные, представленные ниже для песчаников с различной величиной проницаемости [8]:

W, %	θ , мд	U, мкв	W, %	θ , мд	U, мкв
2,2	245	40	2,3	3	150
2,2	102	40	2,2	0,1	350

Примечание. θ — проницаемость.

Таким образом, между проницаемостью и величиной сейсмoeлектрического эффекта при практически одинаковой влажности и пористости наблюдается обратная зависимость. Это еще раз подтверждает определяющую роль удельной поверхности двойного электрического слоя.

Исследование различных кварцевых и карбонатных пород, а также глин показывает, что наряду с рассмотренными факторами существенное значение имеет минеральный состав породы. При одинаковом содержании электролита наибольшим эффектом обладают, как правило, известняки и доломиты, а наименьшим — песчаники. Промежуточные значения имеют алевролиты, мергели и глины. Таким образом, величина сейсмoeлектрического модуля является функцией влагонасыщенности, концентрации электролита, проницаемости и минерального состава. Существенное влияние может оказывать наличие в составе пород рудных минералов, а также содержание двух- и трехвалентного железа [7, 9].

Влияние термодинамических параметров, т.е. температуры и давления, на величину сейсмoeлектрического модуля пород количественно не исследовалось. В настоящее время получена лишь качественная картина зависимости сейсмoeлектрического модуля от температуры [2]. При отрицательных температурах (-10°C) сейсмoeлектрический эффект практически не наблюдается. Сопоставление же эффекта E_0 , измеренного при 20°C и в интервале $60-80^\circ\text{C}$, показывает, что в последнем случае эффект примерно в 2 раза больше, чем при 20°C . Некоторое влияние на повышение эффекта E_0 может оказывать увеличение поверхности скелета породы за счет теплового расширения. Частотные характеристики сейсмoeлектрического эффекта подробно не изучались. В работе [4] отмечаются резко выраженные резонансные явления на образце сланца. Другими исследователями у образцов известняка в диапазоне 5—25 кгц наблюдалась примерно линейная зависимость между величиной эффекта E_0 и частотой упругих волн [7]. Следует отметить одно интересное явление, обнаруженное Г. Я. Чер-

няком [10, 11], а именно удвоение частоты возникающих упругих колебаний в слабонасыщенных породах по сравнению с частотой возбуждающего электрического поля. В работе [3] указывается на совпадение в полевых условиях частотных спектров электрических колебаний, обусловленных эффектом E_0 , и частотных спектров упругих волн.

Поскольку сейсмоэлектрический эффект исследуется в динамическом режиме, т.е. возбуждается упругими волнами, необходимо знать, какие типы волн способны возбуждать сейсмоэлектрический эффект и как направлена сейсмоэлектрическая поляризация относительно луча упругой волны. Связь сейсмоэлектрической поляризации с основными двумя типами волн — продольной v_P и поперечной v_S , в этом случае лучше всего выразить при помощи сейсмоэлектрического тензора. Принимаем их воздействие эквивалентным соответственно нормальному и касательному напряжению. Поскольку при использовании пьезоизлучателей поршневого типа на боковых гранях образца сейсмоэффект существенно меньше, чем на торцевых, и, кроме того, в полевых условиях при установке электродов поперек луча упругой волны он имеет минимальное значение, часть пьезомодулей приравниваем к нулю. В этом случае тензор сейсмоэлектрического эффекта для анизотропной породы может быть записан в следующем виде:

	$t_{11}(v_P^1)$	$t_{22}(v_P^2)$	$t_{33}(v_P^3)$	$t_{23}(v_S^{23})$	$t_{31}(v_S^{31})$	$t_{12}(v_S^{12})$
I_1	s_{11}	0	0	$s_{14}(?)$	0	0
I_2	0	s_{22}	0	0	$s_{23}(?)$	0
I_3	0	0	s_{33}	0	0	$s_{31}(?)$

где I_1 , I_2 и I_3 — векторы электрической поляризации в трех взаимно перпендикулярных направлениях; t_{11} , t_{22} , t_{33} — нормальные напряжения; t_{12} , t_{23} и t_{31} — касательные напряжения. Для изотропной среды тензор упрощается, поскольку $s_{11} = s_{22} = s_{33}$ и $s_{14} = s_{23} = s_{31}$. Наличие сейсмоэлектрического эффекта в трех случаях (s_{12} , s_{23} и s_{31}) подлежит экспериментальной проверке.

Сейсмоэлектрический эффект пород осадочного комплекса до настоящего времени практического применения в геофизике не нашел, хотя такие попытки делались. Прежде всего предполагалось его использовать для регистрации упругих волн, но вследствие ряда существенных недостатков этого метода данное предложение не было реализовано.

Новые экспериментальные данные о влиянии поровых растворов, проницаемости, минерального состава, температуры, а также скважинные исследования позволяют шире оценить возможные области его применения. Учитывая отсутствие эффекта у пород, насыщенных неполярными жидкостями, представляется целесообразным провести скважинные исследования сейсмоэф-

фекта с целью отбивки водонефтяного контакта при условии слабой концентрации поровых растворов. Возможно также его применение для установления границы мерзлых пород, которые как показали опыты, практически эффектом E_0 не обладают.

Кроме того, при помощи сейсмoeлектрического эффекта могут быть дифференцированы слабоминерализованные песчаники, глины и известняки независимо от глубины их залегания, поскольку с повышением температуры эффект E_0 не уменьшается, а растет.

Использование индукционных датчиков для приема сейсмoeлектрического эффекта [7] и теоретические расчеты [12] показывают, что при сейсмoeлектрическом эффекте возникает компонента магнитного поля существенной величины. Таким образом, в подготовке землетрясения за счет рассматриваемых явлений возможно локальное изменение не только электрической, но и магнитной компонент электромагнитного поля.

Сейсмoeлектрический эффект горных пород должен быть принят во внимание при разработке электрических критериев прогноза землетрясений, а также при интерпретации электрических аномалий в период сейсмической активности.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Пархоменко Э. И.* Явление электризации в горных породах. М., «Наука», 1968.
2. *Гаскаров И. В., Пархоменко Э. И.* Сейсмoeлектрический эффект горных пород и предпосылки его применения в геологоразведочном деле.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1974, № 1, с. 110.
3. *Нейштадт Н. М., Осипов Л. Н.* Экспериментальное исследование сейсмoeлектрического эффекта.— В кн.: Новое в методике и технике геологоразведочных работ. Л., Гостоптехиздат, 1959.
4. *Анциферов М. С.* Лабораторное воспроизведение сейсмoeлектрического эффекта второго рода.— ДАН СССР, 1962, 144, № 6.
5. *Пархоменко Э. И., Гаскаров И. В.* Скважинные и лабораторные исследования сейсмoeлектрического эффекта второго рода в горных породах.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1971, № 9.
6. *Пархоменко Э. И., Чжао Цзе-сань.* Исследование влияния влажности на величину сейсмoeлектрического эффекта осадочных пород лабораторным методом.— Изв. АН СССР. Серия геофиз., 1964, № 2.
7. *Мигунов Н. И., Кокорев А. А.* Динамические особенности сейсмoeлектрического эффекта водонасыщенных горных пород.— Изв. АН СССР, Физика Земли, 1977, № 6, с. 114—118.
8. *Пархоменко Э. И., Гаскаров И. В., Марморштейн Л. М.* О связи величины сейсмoeлектрического эффекта песчаников с их проницаемостью.— ДАН СССР, 1975, 223, № 5, с. 1110.
9. *Мигунов Н. И., Савосина С. И., Семенова Г. С.* Сейсмoeлектрический эффект кимберлитов.— ДАН СССР, 1977, 233, № 1, с. 70—73.
10. *Черняк Г. Я.* О физической природе сейсмoeлектрического эффекта горных пород.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1976, № 2, с. 108—112.
11. *Черняк Г. Я.* О прямом и обратном сейсмoeлектрическом эффекте в осадочных породах при синусоидальном возбуждении.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 7, с. 117—121.
12. *Mizutani H., Ishido T., Yokokura T., Ohnishi S.* Electrokinetic phenomena associated with Earthquakes.— Geoph. Res. Letters, 1976, 3, N 7, p. 365—368.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТИПА СИММЕТРИИ ПЬЕЗОЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ТЕКСТУР ГОРНЫХ ПОРОД ЭЛЕКТРОМЕТРИЧЕСКИМ И ИНДУКЦИОННЫМ МЕТОДАМИ В ДИНАМИЧЕСКОМ РЕЖИМЕ

М. П. ВОЛАРОВИЧ, А. Н. НИКИТИН, Э. И. ПАРХОМЕНКО, Е. И. РУСАКОВА

Пьезоэлектрический эффект горных пород, установленный авторами работы [1], обусловлен наличием пьезоэлектрических текстур в горных породах, сложенных различными минералами — пьезоэлектриками. Возможные типы текстур в горных породах были подробно рассмотрены Э. И. Пархоменко на основании теории, развитой в работе [2]. Данные о симметрии пьезоэлектрических текстур таких минералов, как кварц, турмалин, нефелин, сфалерит, входящих в состав различных пород, важны как для расширения представлений о природе пьезоэлектричества, так и для решения некоторых задач разведочной геофизики. Тип пьезоэлектрической текстуры кварца несет значительную информацию, которая может быть использована при решении различных геологических вопросов. Весьма информативной, например, является пьезоэлектрическая текстура с симметрией $(2 \cdot m) T$ [3]. Пьезоэлектрическая текстура $(4 \cdot m) T$ кварца отражает, видимо, необратимые пластические перестройки вещества, которые происходят в направлении подготавливающегося разрыва, т.е. в направлении действия максимальных касательных напряжений [4].

В случае развития пьезоэлектрической текстуры $(\infty \cdot m) T$, образуемой как полным, так и частичным поясом выходов оптических осей кварца, столь высокой информацией обладает и пьезоэлектрическая текстура данной симметрии. Прямая зависимость пространственной ориентировки элементов симметрии пьезоэлектрической текстуры $(2 \cdot m) T$ или $(4 \cdot m) T$ от поля палеотектонических напряжений позволила разработать, например, способ определения плана палеотектонических напряжений и подойти к рассмотрению определения характера трещинной анизотропии горных пород, оценки потенциальной продуктивности рудного тела и некоторых других вопросов [3]. Из сказанного ясно, насколько важно иметь точный, несложный и достаточно быстрый способ определения типа симметрии пьезотекстуры.

В настоящей работе предлагается метод определения типа симметрии текстур, являющийся дальнейшим развитием прямого метода, предложенного автором работы [5]. В основе метода лежит тот факт, что при возбуждении пьезоэффекта статическими нормальными и касательными напряжениями или продольными и поперечными волнами, распространяющимися вдоль определенных направлений в текстуре, поверхность образца будет заряжаться в соответствии с пьезоэлектрическим тензором и в каждом случае иметь индивидуальную конфигурацию электрического поля. При

разработке метода был выполнен эксперимент, в котором использовалась установка, описанная в работе [6].

Образцы из жильного кварца изготавливались следующим образом: сначала вырезались кубики, на которых проводились предварительные измерения пьезоэффекта по трем направлениям. Далее, с учетом максимального и минимального пьезоэффекта из кубиков изготавливались цилиндры диаметром и длиной 30 мм так, чтобы у одного образца на основание попадал максимальный эффект, а у второго — минимальный пьезоэффект. Таким образом, приблизительно оценивалась ориентация элементов симметрии пьезотекстуры. Было изготовлено три образца, у первого и второго оси цилиндров соответствовали двум взаимно перпендикулярным направлениям, причем ось первого образца составляла небольшой угол с направлением минимального пьезоэффекта. Ось третьего образца также приблизительно совпадала с направлением минимального пьезоэффекта.

Пьезоэлектрический эффект возбуждался динамическим методом в гармоническом режиме, конфигурация электрического поля вокруг образца регистрировалась по методике, описанной в работе А. Н. Никитина и Э. И. Пархоменко¹. При этом использовались кольцевые, свободно вращающиеся по окружности цилиндрического образца приемные датчики двух типов: первый — с электродом, второй — индукционный.

Индукционные датчики, применяемые в эксперименте, отличались от датчиков тороидального типа, описанных в работе [7], тем, что намотка осуществлялась не по всему каркасу, а секционно, узкой полоской, вместившей 500 витков провода типа ПЭЛ сечением 0,1 мм. Сигнал, снимаемый индукционным датчиком, был примерно на порядок меньше сигнала, снимаемого точечным электродом. Этот факт можно объяснить особенностью намотки, которая позволяет регистрировать одну поперечную компоненту магнитного поля H_y , а также тем, что собственная частота индукционного датчика не совпадает с частотой пьезосигнала. Измерения, осуществленные электродным датчиком, дали более четкую картину распределения поля вокруг образцов.

Контуры электрических полей, полученных для образцов 1 и 2, приведены на рис. 1. В конфигурации электрического поля, зарегистрированного на образце 1, проявилось шесть максимумов, повторяющихся примерно через 60° . Пьезоэлектрическое поле образца 2 проявилось в виде двух больших максимумов, расположенных под углом 180° друг к другу.

Подобную конфигурацию электрического поля можно построить на основании пьезоэлектрического тензора текстуры ($m \cdot 3 : m$) T , если ось первого цилиндра считать координатной осью X_3 , а ось второго цилиндра — осью X_2 . Рассмотрение распределения электрических полей при пьезоэффекте в образцах

¹ Никитин А. Н., Пархоменко Э. И. Наст. сб., с. 213.

1 и 2, изготовленных из одного куска жильного кварца, позволяет предположить, что его преобладающей текстурой является $(m \cdot 3 : m) T$, так как именно кварц с такой текстурой может дать шесть максимумов поляризации в плоскости $X_1 X_2$ при возбуждении пьезоэффекта поперечными волнами, которые присутствуют в образце наряду с продольными.

Поле, зарегистрированное у образца 2, соответствует поперечному пьезоэффекту текстуры $(m \cdot 3 : m) T$ в плоскости $X_1 X_3$ при прохождении продольных волн в направлении оси X_2 . Несимметричность максимумов, лежащих на общих прямых, проявляется за счет того, что весьма трудно изготовить образцы таким образом, чтобы оси цилиндров точно совпали с координатными осями текстур.

Поле, зарегистрированное у образца 3 (рис. 2), также проявляется шестью максимумами, повторяющимися примерно через 60° . Поскольку минимальный эффект приходится на основание цилиндра, можно предположить, что оптические оси или координатная ось X_3 располагались к основаниям под углом, близким к прямому. Учитывая расположение координатных осей в образце, а также присутствие поперечных волн, можно сказать, что подобная конфигурация электрического поля будет соответствовать текстуре с симметрией $(m \cdot 3 : m) T$.

Исследование тех же образцов зандровским методом показало, что во всех случаях выход оптических осей зерен кварца образует один максимум высокой плотности (рис. 3), т. е. оптические оси ориентированы линейно и при наличии пьезоэффекта в образце характеризуют пьезоэлектрическую текстуру кварца с симметрией $(m \cdot 3 : m) T$. Шлифы изготовлены в плоскостях, параллельных направлению возбуждения пьезоэффекта. Ориентировка оптических осей в образцах 1 и 3 показывает, что возбуждение пьезоэффекта проводилось в направлении оптических осей сдвиговыми волнами. В образце 2 возбуждение пьезоэффекта проводилось перпендикулярно оптическим осям вдоль X_2 продольными волнами. Плоскость, в которой изготовлен шлиф и перпендикулярно которой регистрировался пьезоэффект, расположена под некоторым углом к оптическим осям, что отражает небольшое несоответствие выбранной системы координат с главной.

Таким образом, ориентировка оптических осей зерен кварца, установленная зандровским методом, подтверждает правильность определения типа симметрии пьезокварцевой текстуры описанными электрометрическим и индукционным методами.

Следует сказать, что для удобства пользования данной методикой необходимо составить контуры полей, используя расчетные формулы для пьезоэлектрических модулей в подвижной системе координат, с учетом воздействия всех возможных компонент напряжений в трех координатных направлениях в соответствии с пьезоэлектрическими тензорами известных текстур. Сопоставление конфигураций полей, полученных теоретически с экспери-

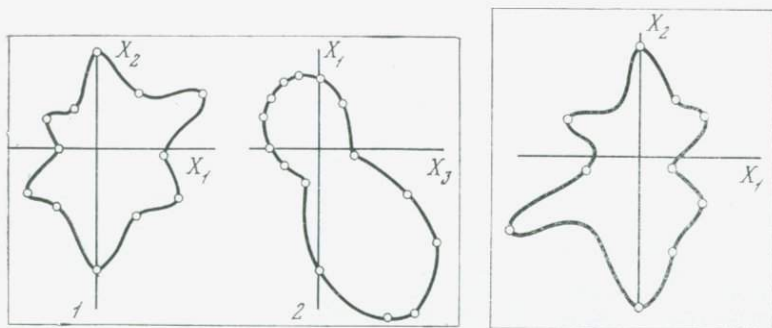


Рис. 1. Конфигурация электрического поля в плоскости $X_1 X_2$ у образца 1 и в плоскости $X_1 X_3$ у образца 2

Рис. 2. Конфигурация электрического поля в плоскости $X_1 X_2$ у образца 3

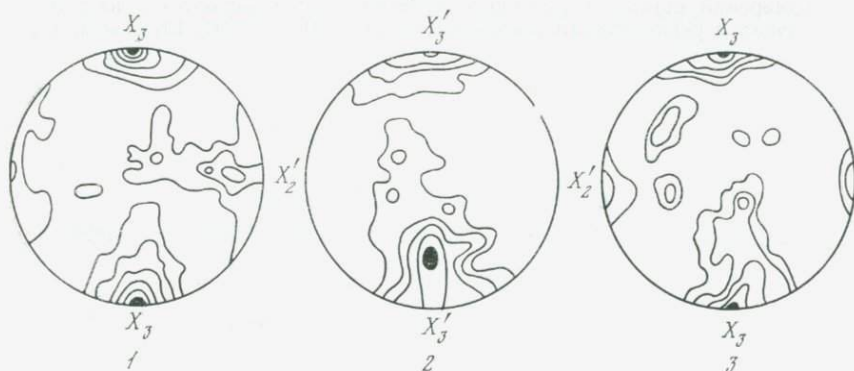


Рис. 3. Диаграммы ориентировки оптических осей зерен кварца

1 — 3 — номера образцов жильного кварца

ментальными картинками, даст возможность судить о типе симметрии пьезоэлектрической текстуры горной породы.

В заключение следует отметить, что в проведенном эксперименте задача была облегчена тем, что удалось вырезать образцы так, чтобы ось цилиндров почти совпадала с осями текстуры. Благодаря этому довольно просто удалось использовать поперечные волны, возникающие в образцах при облучении продольными волнами. В тех случаях, когда определение типа симметрии текстуры проводится на образцах, вырезанных в произвольной системе координат, необходимо с помощью акустических приемников поперечных волн определять ориентацию плоскостей с преобладающей поляризацией поперечных волн. Так же следует использовать излучатели поперечных волн для возбуждения поперечных волн в образцах, пространственное расположение плоскости поляризации которых будет известно. Образцы в этих случаях целесообразнее изготавливать не в форме цилиндра, а в форме многогранной призмы.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Волярович М. П., Пархоменко Э. И.* Пьезоэлектрический эффект горных пород.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1955, № 3.
2. *Шубников А. В.* Пьезоэлектрические текстуры. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1946.
3. *Русакова Е. И., Селезнев Л. Д.* К вопросу о связи пьезоэлектрической текстуры рудного тела с тектоническими условиями формирования месторождения. Геофизические методы поисков и разведки месторождений золота и цветных металлов.— Труды ЦНИГРИ, 1973, вып. 109.
4. *Томашевская И. С.* Изменение типа разрушения образцов горных пород в зависимости от напряженного состояния, времени и температуры.— В кн.: Физические свойства горных пород при высоких давлениях и температурах. Тбилиси, «Мецниереба», 1974.
5. *Пархоменко Э. И.* Явления электризации в горных породах. М., «Наука», 1968.
6. *Мигунов Н. И., Кокорев А. А.* Частотная зависимость сейсмоэлектрических явлений.— Труды ВНИИЯГГ, 1976, вып. 24.
7. *Мигунов Н. И., Никитин А. Н., Селезнев Л. Д.* Возможности магнитных измерений пьезоэлектрического эффекта горных пород.— В кн.: Разведочная и региональная геофизика. М., ОНТИ ВИЭМС, 1976, вып. 16.

О ТОЧНОСТИ ИЗМЕРЕНИЯ ПЬЕЗОЭЛЕКТРИЧЕСКИХ МОДУЛЕЙ ГОРНЫХ ПОРОД В ДИНАМИЧЕСКОМ РЕЖИМЕ

А. Н. НИКИТИН, Э. И. ПАРХОМЕНКО

Ультразвуковое возбуждение широко применяется для установления и исследования пьезоэлектрического эффекта у горных пород и минералов [1]. В исследованиях пьезоэффекта, проводимых Э. И. Пархоменко, использовался динамический метод с применением импульсной ультразвуковой аппаратуры ИПА. Однако Э. И. Пархоменко отмечает, что динамический метод служит для качественного установления пьезоэффекта в горных породах, а также для определения их пьезомодулей с точностью $\pm (10 - 30\%)$ и вводит при этом различие между статическим d_c и динамическим d_d пьезомодулями [2].

Из выражения пьезомодуля, приведенного в общем виде, ясно, что d зависит от модуля Юнга E и диэлектрической проницаемости ε , т.е. тех параметров объекта, которые характеризуют электрические и механические свойства вещества.

$$d_{ii} = \frac{1}{4\pi} \frac{\partial_i \varepsilon_{ii}}{\xi_{ii} E}, \quad (1)$$

где ∂ — напряженность электрического поля; ξ — деформация. Отношение ∂/ξ будет постоянным, так как изменение одной из

величин приведет к прямо пропорциональному изменению другой. Диэлектрическая проницаемость, измеренная динамическим способом ϵ_d на низких частотах, равна статической диэлектрической проницаемости ϵ_c . С повышением частоты величина ϵ_d уменьшается. Точное соотношение между ϵ_c и ϵ_d для горных пород вывести довольно сложно в силу неоднородности этого материала.

Значение модуля Юнга E_d , определяемого динамическим способом, для большинства горных пород оказывается большим, чем значение статического модуля Юнга E_c . Так, например, в работе [3] отмечается, что расхождения между E_d и E_c , по экспериментальным измерениям, могут достигать 50%.

Берч приводит формулу, выражающую связь между E_d и E_c [4],

$$\frac{1}{E_c} = \frac{1}{E_d} + \frac{T\alpha^2}{\rho C_p}, \quad (2)$$

где T — абсолютная температура; α — термический коэффициент объемного расширения; ρ — плотность; C_p — удельная теплоемкость.

Расчет, проведенный по этой формуле, показывает, что E_d превышает E_c для всех рассмотренных случаев. Так, если считать, что все величины, входящие в формулу, измерены при комнатной температуре, то для α -кварца $E_d = 8,67 \cdot 10^{10}$, $E_c = 8,66 \cdot 10^{10}$ н/м²; для кварцита $E_d = 7 \cdot 10^{10}$, $E_c = 6,99 \cdot 10^{10}$ н/м²; для гранита $E_d = 5,7 \cdot 10^{10}$, $E_c = 5,62 \cdot 10^{10}$ н/м². В реальных же случаях с ростом пористости и трещиноватости расхождение между значениями E_d и E_c возрастает.

Рассматривая выражение (1) в виде $d \sim \epsilon/E$, можно сделать вывод, что статические пьезомодули d_c должны превышать динамические d_d . Математически это выражается в том, что увеличение числителя ($\epsilon_c \geq \epsilon_d$) и уменьшение знаменателя ($E_c < E_d$) влияет на величину d , приводя ее к большим значениям. Количественную оценку того, на сколько d_c должен превышать d_d для каждой конкретной пьезоактивной горной породы, можно дать, измерив в каждом случае величины ϵ_c , ϵ_d , E_c , E_d .

При сопоставлении пьезомодулей при продольном пьезоэффекте, измеренных статическим и динамическим методами, в большинстве случаев наблюдаются существенные расхождения между d_c и d_d , однако вопреки ожиданию динамические пьезомодули оказываются почти всегда больше статических, причем наименьшие расхождения в значениях d_c и d_d для каждого отдельного образца наблюдаются вдоль направления максимальной пьезоэлектрической поляризации.

При возрастании пьезоактивности материала расхождения уменьшаются, но в очень редких случаях удается получить равные значения пьезомодулей, измеренных в статическом и динамическом режимах.

В таблице приведены пьезомодули жильных кварцев и кварцита, измеренные статическим и динамическим методами на соответствующих установках, описанных в работе [1].

Подобные расхождения между значениями d_c и d_d можно объяснить некоторыми методическими погрешностями, допускаемыми при использовании обоих способов. При измерении пьезоэффекта в статическом режиме заниженные значения пьезомодулей получаются за счет утечки заряда, особенно в случае низкоомных горных пород [1]. Существенное превышение d_d над d_c в направлении минимальной пьезоэлектрической активности может быть объяснено известным фактом увеличения скорости утечки заряда с уменьшением его величины.

В динамическом режиме, по-видимому, получались завышенные значения пьезомодулей.

Причиной этой погрешности можно считать тот факт, что не осуществлялся учет влияния поперечных волн, возникающих при переходе через границу раздела двух твердых сред в процессе облучения образцов сферическими волнами и вызывающих пьезоэлектрическую поляризацию совместно с продольными [5]. Следует отметить, что излучатель, применяемый во всех опытах, отвечал требованиям, предъявляемым к излучателям сферических волн. Он имеет цилиндрическую симметрию, а также интенсивность колебаний его излучающей поверхности резко уменьшается от центра к периферии.

В настоящей работе авторами показана возможность уменьшения этой погрешности и разработана методика, с помощью которой можно учитывать вклад поперечных волн в суммарную величину пьезоэффекта. В проводимых экспериментах была использована установка для изучения механоэлектрических явлений, схема которой приведена в работе [6].

Основные элементы установки: акустический излучатель продольных колебаний с собственной частотой 25 кгц помещен в массивный металлический корпус, который выполняет роль электрического экрана, а также предохраняет рабочий элемент излучателя (блок сегнетоэлектрических пластин) от давления со стороны образца при его плотном поджатии.

Поджатие образца к излучателю производилось фторопластовым поглотителем, применение которого позволяло практи-

Обра- зец	Номер границ	$d_c \cdot 10^{-10}$	$d_d \cdot 10^{-10}$
<i>Жильный кварц</i>			
130	1	22	30
	2	3,9	8,6
	3	1,7	4,16
41	1	21,6	29,3
	2	10,0	16,2
	3	7,8	13,6
<i>Кварцит</i>			
43	1	5,9	13
	2	4,6	9,1
	3	0,15	0,4

чески исключить возбуждение пьезоэффекта в образце отраженными волнами. Постоянная величина поджата контролировалась с помощью пьезопреобразователя АВ-0704, заключенного в той части поглотителя, которая соприкасалась с образцом. Акустические контакты между излучателем и образцом, поглотителем и образцом улучшались смазкой ГОСТ 5-107-62.

В основу измерения той части электрического заряда, которая возникает в образце за счет поперечных волн, легли следующие соображения. Если на кубический образец из монокристалла кварца, вырезанный в главной системе координат, действуют по соответствующим площадкам только нормальные напряжения t_{11} , t_{22} , t_{33} , то электрический заряд возникает только на грани, нормальной к оси X_1 от двух напряжений t_{11} (случай продольного пьезоэффекта) и t_{22} (случай поперечного пьезоэффекта). Если предположить, что в динамическом режиме возбуждения пьезоэффекта аналогом нормальных и касательных напряжений являются соответственно продольные и поперечные волны, то прохождение продольных волн в кварце вдоль направлений X_1 , X_2 , X_3 также вызовет строго определенную поляризацию образцов в соответствии с пьезоэлектрическим тензором. Также и распространение поперечных волн вдоль этих направлений дает свою определенную картину распределения заряда на поверхности образца и электрического поля в окружающем пространстве.

На рис. 1 показаны три случая распределения электрического поля пьезокварца при воздействии только нормальных напряжений. Как видно, нормальные напряжения, действующие параллельно оптической оси, не вызывают появления заряда в кварце. То же самое можно ожидать при возбуждении пьезоэффекта продольными ультразвуковыми волнами. Прохождение соответственным образом поляризованных поперечных волн вдоль оптической оси вызовет такое же распределение заряда в кварце, как в случаях воздействия касательных напряжений t_{23} , t_{12} , t_{31} .

Точно предположить, как именно будут поляризованы возникающие в образцах поперечные волны, довольно сложно. Это потребует выполнения специального эксперимента, однако ясно, что даже при равновероятном распределении плоскостей поляризации поперечных волн по разным направлениям в образце для возбуждения пьезоэлектрического эффекта будут отбираться те, которые соответствуют пьезоэлектрическому тензору данного кристалла или данной текстуры.

На основании сказанного можно сделать вывод, что образцы из монокристаллического кварца, вырезанные, например, в форме цилиндров вдоль кристаллографических направлений X_1 , X_2 , X_3 , могут быть индикаторами на поперечные волны, возникающие в образцах. При вычислении пьезомодулей по измерениям, выполненным в динамическом режиме, следует учитывать роль поперечных волн как в эталоне, так и в измеряемом образце. Поправки на измеренную величину пьезоэффекта должны вводиться именно

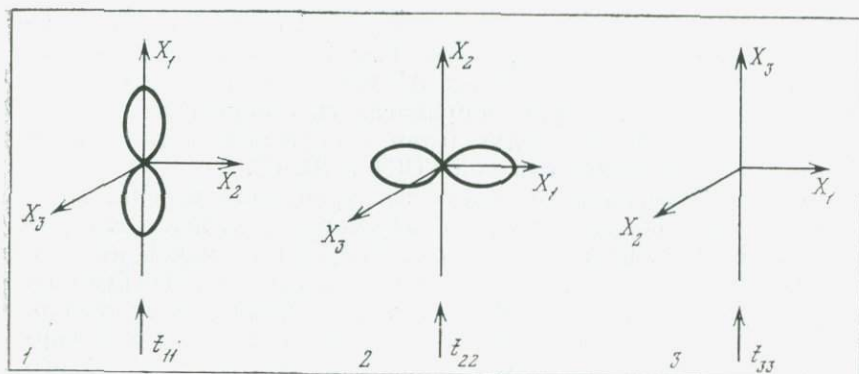


Рис. 1. Контуры электрического поля кристалла пьезокварца при воздействии нормальных напряжений параллельно электрической (1), механической (2) и оптической (3) осям

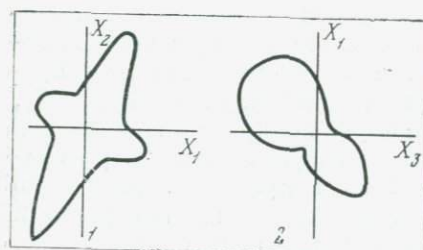


Рис. 2. Сечение электрического поля образца 1 плоскостью X_1X_2 при возбуждении продольными ультразвуковыми волнами (1) и сечение электрического поля образца 2 плоскостью X_1X_3 (2)

для тех граней образца и эталона, для которых возможно появление заряда от совместного действия продольных и поперечных волн.

На описанной выше установке был выполнен эксперимент, позволивший зафиксировать конфигурацию электрического поля кристаллов синтетического кварца при прохождении ультразвуковых волн. Из кварца были изготовлены два образца цилиндрической формы диаметром и длиной 30 мм, вырезанные таким образом, что ось цилиндра первого образца совпадала с оптической осью, а ось второго цилиндра составляла небольшой угол с механической осью.

Регистрация электрического поля проводилась с помощью надетых на образец датчиков из оргстекла, выполненных в виде колец, на внутренней поверхности которых помещался небольшой электрод — круглая пластинка из медной фольги диаметром 1,5 мм. От внешних электрических помех датчик экранировался кожухом из медной фольги. Датчик с электродом вращался по окружности кварцевого цилиндра, фиксируя величину поля, вблизи его поверхности. Замеры проводились через 15° . При этом сигнал с электрода подавался на вольтметр ВЗ-7 и параллельно на осциллограф С1-33, посредством которого контролировались максимумы и минимумы эффекта.

В результате эксперимента, проведенного на образце 1 (оптическая ось параллельна оси цилиндра), установлено возникнове-

ние электрического заряда при прохождении продольных волн вдоль оси X_3 , а следовательно, и присутствие поперечных волн.

Сечение электрического поля, зарегистрированного в эксперименте, плоскостью X_1X_2 показано на рис. 2, 1. Электрическое поле имеет четыре четких максимума, попарно симметричных и расположенных под углами, близкими к прямым, которые, по-видимому, включают в себя меньшие по величине максимумы, слившиеся в результате того, что измерение осуществлялось электродом, фиксировавшим электрическое поле в секторе $5-6^\circ$.

Такую конфигурацию поля можно объяснить существованием в пьезоэлектрике двух поперечных волн с взаимно перпендикулярными плоскостями поляризации, результат действия которых аналогичен совместному действию касательных напряжений t_{32} и t_{31} при статическом нагружении.

Распределение электрического поля в плоскости X_1X_3 , полученное на образце 2, показано на рис. 2, 2. Полученная конфигурация соответствует поперечному пьезоэлектрическому эффекту от продольной волны, однако электрическое поле было зарегистрировано и на торцах образца. Заряд на торцевой поверхности возможен только за счет поперечных волн. Конфигурация поля оказалась несимметричной за счет краевых эффектов.

Доля поперечных волн в образце оценивалась по соотношению величины сигнала, снимаемого с эталонного образца X-среза (60 мв) с величиной максимального сигнала, полученного на образце 1 (6 мв), при этом учитывалось соотношение пьезомодулей d_{11} и d_{14} .

Оказалось, что вклад поперечных волн в возбуждение пьезоэлектрического эффекта динамическим методом с использованием излучателя от ДУК-18 с резонансной частотой 25 кгц составляет примерно 30% от величины суммарного продольного пьезоэффекта. Для учета роли поперечных волн при измерении пьезоэффекта и расчете пьезомодулей необходимо использовать методику с применением цилиндрических кварцевых эталонов, вырезанных так, чтобы ось цилиндра совпадала с оптической осью.

ЛИТЕРАТУРА

1. Пархоменко Э. И. Явления электризации в горных породах. М., «Наука», 1968.
2. Пархоменко Э. И. О статическом и динамическом пьезоэлектрических модулях горных пород и их зависимость от давления.— Геофиз. сб., 1973, № 56.
3. Воларович М. П., Фам Вэй-цин. Исследование упругих свойств горных пород статистическими и динамическими методами при высоких давлениях.— Труды ИФЗ АН СССР, 1962, № 23.
4. Берч Ф., Шерер Дж., Спайсер Г. Справочник для геологов по физическим константам. М., ИЛ, 1949.
5. Брезовских Л. М. Волны в слоистых средах. М., Изд-во АН СССР, 1957.
6. Мизунов Н. И., Кокорев А. А. Частотная зависимость сейсмоэлектрических явлений.— В кн.: Геоакустические исследования в скважинах.— Труды ВНИИЯГГ, 1976, вып. 24.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
--------------------	---

I

УПРУГИЕ, ПЛОТНОСТНЫЕ И ДЕФОРМАЦИОННЫЕ СВОЙСТВА

Изучение скорости продольных волн и их поглощения в горных породах и минералах в установке высокого давления с внутренним обогревом. <i>М. П. Волярович, Е. И. Баюк, Г. Ш. Шагинян</i>	8
Аппаратура и методика измерения скоростей упругих волн в горных породах и минералах при высоких давлениях и температурах. <i>А. И. Левыкин, В. В. Вавакин</i>	18
Сопоставление результатов акустических измерений на образцах горных пород со скоростным разрезом литосферы Воронежского кристаллического массива (ВКМ). <i>В. В. Вавакин, М. П. Волярович, А. И. Левыкин, А. П. Тарков</i>	24
Свойства пород Ташкентского сейсмоактивного региона в процессе деформирования и разрушения при высоких давлениях. <i>Музафар Х. Бакиев, И. С. Томашевская, Мелис Х. Бакиев</i>	27
Скорости упругих волн, отношение v_p/v_s и плотность при высоких давлениях у метаморфических пород гранулитовой фации. <i>М. П. Волярович, Б. Г. Лутц, С. М. Киреевкова, И. Б. Сафаров</i>	36
Влияние процессов серпентинизации на упругие и электрические свойства при высоких давлениях у ультраосновных пород зоны офиолитовой формации Малого Кавказа. <i>Е. И. Баюк, М. П. Волярович, Э. И. Пархоменко, Т. М. Салехли</i>	48
Скорости продольных волн при высоких давлениях в гранитизированных метаморфических породах. <i>М. П. Волярович, В. Е. Дибров, Е. И. Баюк, Ф. М. Левитова, Е. В. Мараховская</i>	58
Скорость продольных волн при высоких давлениях в горных породах дна Японского моря. <i>М. П. Волярович, Е. И. Баюк, Г. Ш. Шагинян, Ю. В. Шевалдин</i>	66
Петрофизические свойства пористого базальта при сложно-напряженном состоянии. <i>И. С. Томашевская, Л. И. Звягинцев</i>	71
Остаточные деформации в гранитах при дифференциальных напряжениях. <i>Л. И. Звягинцев, И. С. Томашевская</i>	80
Применение лабораторных данных, полученных на образцах горных пород, для количественной оценки напряженного состояния массива. <i>М. П. Волярович, С. М. Киреевкова, Н. Р. Надирашвили, Н. Е. Палавандишвили, И. С. Томашевская</i>	86

Упругие параметры гетерогенных сред (моделей горных пород) при высоких давлениях и температурах. <i>А. И. Левыкин, А. И. Фарберов, А. О. Глико</i>	94
Влияние температуры на скорость поперечных волн в горных породах при высоких давлениях. <i>Е. И. Баюк, Р. В. Тедеев</i>	101
Отношение скоростей продольных и поперечных волн в сухих и водонасыщенных образцах горных пород при давлениях до 2 кбар. <i>М. П. Волярович, В. А. Будников</i>	112
Влияние неупругих деформаций на отношение скоростей продольных и поперечных волн в образцах горных пород. <i>В. А. Будников, М. П. Волярович, И. С. Файзуллин</i>	121
Плотность и сжимаемость ксенолитов в вулканитах Камчатки при давлениях до 20 кбар. <i>А. И. Левыкин, А. И. Фарберов, М. И. Зубин, В. А. Ермаков, А. В. Колосков</i>	136
Плотность и сжимаемость эклогитов при высоких давлениях. <i>С. М. Киреевкова</i>	152
Об упругих характеристиках при высоких давлениях минералов — возможных представителях верхней мантии. <i>Е. И. Баюк</i>	163
Скорости упругих волн в солях при высоких давлениях и в условиях естественного залегания. <i>Р. С. Акулова, Е. И. Баюк, М. П. Волярович, Н. П. Гребенников</i>	168
Значения дебаевской температуры и параметра Грюнайзена, вычисленные по данным упругих свойств некоторых горных пород и минералов при высоких давлениях. <i>Е. И. Баюк, М. П. Волярович, Н. В. Лазовская, И. П. Федорова</i>	173

II

ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

О характере изменения электропроводности натролита и брусита в процессе дегидратации при давлении до 20 кбар. <i>Э. И. Пархоменко, Г. О. Пилоян, С. А. Мкртчян</i>	177
Исследование пьезоэлектрического эффекта нефелина, турмалина и канкринита в температурном поле. <i>Э. И. Пархоменко, А. Б. Успенская</i>	185
Связь электрического сопротивления вулканогенных пород Украины с их петрохимическими характеристиками. <i>Э. И. Пархоменко, Ф. В. Индутьный</i>	188
Исследование электрического сопротивления жильных кварцев в зависимости от температуры. <i>А. Б. Успенская, Э. И. Пархоменко</i>	196
Основные закономерности сейсмoeлектрического эффекта осадочных пород и пути его использования в геофизике. <i>Э. И. Пархоменко</i>	200
Определение типа симметрии пьезоэлектрических текстур горных пород электрометрическим и индукционным методами в динамическом режиме. <i>М. П. Волярович, А. Н. Никитин, Э. И. Пархоменко, Е. И. Русякова</i>	208
О точности измерения пьезоэлектрических модулей горных пород в динамическом режиме. <i>А. Н. Никитин, Э. И. Пархоменко</i>	213

УДК 552.1:53

Изучение скорости продольных волн и их поглощения в горных породах и минералах в установке высокого давления с внутренним обогревом. Воляров и ч М. П., Баюк Е. И., Шагиня и Г. Ш.—Сб.: Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М., «Наука», 1977, 8—18.

Получена зависимость скорости продольных волн и их поглощения от температуры до 700°С при давлениях до 15 кбар для некоторых минералов, метаморфических и ультраосновных пород. При нагревании скорость понижается почти линейно. Исключение составляют кварцевое стекло и андезиты, содержащие стеклообразную фазу, в которых при нагревании скорость или остается постоянной, или увеличивается. Поглощение продольных волн сильно увеличивается с повышением температуры.

Таблиц 1, ил. 8, библиогр. 13 назв.

УДК 552.1:53

Аппаратура и методика измерения скоростей упругих волн в горных породах и минералах при высоких давлениях и температурах. Левыкин А. И., Вавакин и В. В.—Сб.: Физические свойства горных пород и минералов при высоких (давлениях) и температурах. М., «Наука», 1977, 19—23.

Описана методика одновременного определения плотности образцов и скоростей упругих волн ультразвуковым методом в камере цилиндр—поршень с внешним обогревом при давлениях до 20 кбар и температурах до 500°С.

Ил. 7, библиогр. 2 назв.

УДК 552.1:53

Сопоставление результатов акустических измерений на образцах горных пород со скоростным разрезом литосферы Воронежского кристаллического массива (ВКМ). Вавакин В. В., Воляров и ч М. П., Левыкин А. И., Тарков А. П.—Сб.: Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М., «Наука», 1977, 24—27.

Измерены скорости упругих волн в образцах горных пород ВКМ при высоких давлениях и температурах. Проведено сопоставление лабораторных данных с данными ГСЗ. Построена модель скоростного разреза и вещественного состава литосферы ВКМ.

Таблиц 1, ил. 1, библиогр. 5 назв.

УДК 552.1:53

Свойства пород Ташкентского сейсмоактивного региона в процессе деформирования и разрушения при высоких давлениях. Бакиев Музафар Х., Томашевская И. С., Бакиев Мелис Х.—Сб.: Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М., «Наука», 1977, 27—35.

Изучены физические свойства горных пород Ташкентского сейсмоактивного региона при всесторонних давлениях до 10 кбар и дифференциальных одноосных напряжениях. Проведена корреляция изменения физических свойств с типом готовящегося разрыва.

Таблиц 4, ил. 7, библиогр. 7 назв.

УДК 552.1:53

Скорости упругих волн, отношение v_p/v_s и плотности при высоких давлениях у метаморфических пород гранулитовой фации. Воляров и ч М. П., Лутц Б. Г., Киреев С. М., Сафаров И. В.—Сб.: Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М., «Наука», 1977, 36—48.

Для метаморфических пород гранулитовой фации Алданского щита определены скорости продольных и поперечных волн, отношение v_p/v_s , плотность и сжимаемость при высоких давлениях. Полученные значения скоростей соответствуют сейсмическим характеристикам «базальтового» слоя континентальной коры. Изменение с давлением отношения v_p/v_s , плотности и декремента объема является одним из индикаторов процессов, протекающих в Земле.

Таблиц 2, ил. 6, библиогр. 3 назв.

УДК 552.1:53

Влияние процессов серпентинизации на упругие и электрические свойства при высоких давлениях у ультраосновных пород зоны офиолитовой формации Малого Кавказа. Баюк Е. И., Воляров и ч М. П., Пархоменко Э. И., Салехли Т. М.—Сб.: Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М., «Наука», 1977, 48—58.

Приведены экспериментальные данные для скоростей продольных волн при давлениях до 15 кбар для ультраосновных и основных пород, а также серпентинитов и листвениитов офиолитового пояса Малого Кавказа. Электропроводность

этих пород изучена при температурах до 1000° С. Высказаны соображения о влиянии гидротермально-метасоматических процессов на характер изменения указанных физических параметров пород от давления.

Ил. 8, библиогр. 14 назв.

УДК 552.1 : 53

Скорости продольных волн при высоких давлениях в гранитизированных метаморфических породах. Воларович М. П., Дибров В. Е., Баюк Е. И., Левитова Ф. М., Мараховская Е. В.— Сб.: Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М., «Наука», 1977, 58—65.

Описаны результаты измерений скоростей продольных волн до 15 кбар в гранитах и мигматитах Воронежского кристаллического массива. Установлена зависимость скоростей от минерального состава, структуры и размеров зерен пород.

Таблиц 1, ил. 3, библиогр. 3 назв.

УДК 552.1 : 53

Скорость продольных волн при высоких давлениях в горных породах дна Японского моря. Воларович М. П., Баюк Е. И., Шагинян Г. Ш., Шевалдин Ю. В.— Сб.: Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М., «Наука», 1977, 63—71.

Приведены данные о скоростях упругих волн в образцах коренных пород дна Японского моря, полученные при давлении до 15 кбар. Коллекция включает образцы интрузивных, эффузивных и осадочных пород. Делается ряд выводов о вещественном составе скоростных слоев районов Японского моря.

Таблиц 2, ил. 2, библиогр. 4 назв.

УДК 552.1 : 53

Петрофизические свойства пористого базальта при сложно-напряженном состоянии. Томашевская И. С., Звягинцев Л. И.— Сб.: Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М., «Наука», 1977, 71—80.

В работе приведены результаты исследования комплекса физических параметров в образцах пористого базальта, деформированного на одноосное сжатие в диапазоне всесторонних давлений до 5 кбар. Обсуждаются различные возможные механизмы деформирования и их влияние на скорости v_p .

Таблиц 5, ил. 4, библиогр. 7 назв.

УДК 552.1 : 53

Остаточные деформации в гранитах при дифференциальных напряжениях. Звягинцев Л. И., Томашевская И. С.— Сб.: Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М., «Наука», 1977, 80—85.

Проведено сопоставление физических свойств гранитов, полученных на образцах и в полевых условиях, и показано, что остаточные деформации пород отражают геодинамические движения, при которых происходило становление интрузивных тел гранитного ряда.

Таблиц 1, ил. 4, библиогр. 3 назв.

УДК 552.1 : 53

Применение лабораторных данных, полученных на образцах горных пород, для количественной оценки напряженного состояния массива. Воларович М. П., Киреев С. М., Надирашвили Н. Р., Далаваидишвили Н. Е., Томашевская И. С.— Сб.: Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М., «Наука», 1977, 86—94.

Для образцов пород, вмещающих руду, и из кровли рудников — медного в ЧССР и марганцевых в районе Чиатуры и Никополя определены скорости продольных волн и электрическое сопротивление в условиях одноосного и сложнонапряженного состояния в лабораторных экспериментах. Установлено, что для более достоверного определения напряженного состояния массива целесообразно использовать одновременное измерение скоростей продольных волн и электрического сопротивления, а интерпретацию результатов проводить на основе лабораторных опытов на образцах горных пород из данного массива, полученных при известных напряженных состояниях.

Таблиц 2, ил. 7, библиогр. 7 назв.

УДК 552.1 : 53

Упругие параметры гетерогенных сред (моделей горных пород) при высоких давлениях и температурах. Левыкин А. И., Фарберов А. И., Глико А. О.—Сб.: Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М., «Наука», 1977, 94—101.

В камере цилиндр — поршень с внешним обогревом при давлениях до 20 кбар измерены скорости продольных и поперечных упругих волн и плотность гетерогенной среды (модели горных пород) в интервале температур размягчения аморфной фазы — заполнителя межзернового пространства. Обнаружено явление резкой перестройки структуры двухфазной среды при температуре размягчения.

Ил. 3, библиогр. 14 назв.

УДК 552.1 : 53

Влияние температуры на скорость поперечных волн в горных породах при высоких давлениях. Баяков Е. И., Тедеев Р. В.—Сб.: Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М., «Наука», 1977, 101—111.

Приведена методика измерения скорости поперечных волн в горных породах при давлениях до 4 кбар и температурах до 300°С. Обсуждаются полученные результаты для изверженных и метаморфических пород, а также изменение коэффициентов анизотропии скоростей продольных и поперечных волн в сланцах и гнейсах в зависимости от давления и температуры.

Таблиц 3, ил. 5, библиогр. 10 назв.

УДК 552.1 : 53

Отношение скоростей продольных и поперечных волн в сухих и водонасыщенных образцах горных пород при давлениях до 2 кбар. Волярович М. П., Будников В. А.—Сб.: Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М., «Наука», 1977, 112—121.

Приведены скорости продольных и поперечных волн, их отношение и некоторые эффективные упругие константы сухих и полностью водонасыщенных горных пород. Для кристаллических пород отмечено влияние геометрии порового пространства на изменение этих параметров после насыщения.

Таблиц 2, ил. 4, библиогр. 9 назв.

УДК 552.1 : 53

Влияние неупругих деформаций на отношение скоростей продольных и поперечных волн в образцах горных пород. Будников В. А., Волярович М. П., Файзуллин И. С.—Сб.: Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М., «Наука», 1977, 121—136.

Описаны результаты измерения скоростей упругих волн в процессе неупругого деформирования сухих и водонасыщенных образцов пород по методу матриц до деформации 10% и более. Показана связь вариаций отношения скоростей в процессе деформирования с формированием макроскопической деформации образцов.

Таблиц 3, ил. 7, библиогр. 5 назв.

УДК 552.1 : 53

Плотность и сжимаемость ксенолитов в вулканитах Камчатки при давлениях до 20 кбар. Левыкин А. И., Фарберов А. И., Зубин М. И., Ермаков В. А., Колосков А. В.—Сб.: Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М., «Наука», 1977, 136—151.

Изучены плотность и сжимаемость образцов ксенолитов разного состава при давлениях до 20 кбар с целью выяснения их генезиса. Полученные данные сопоставлены с результатами ГЭС и гравиметрии. Построен глубинный разрез района Ключевской группы вулканов.

Ил. 6, библиогр. 28 назв.

УДК 552.1 : 53

Плотность и сжимаемость эколгитов при высоких давлениях. Киреевко в а С. М.—Сб.: Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М., «Наука», 1977, 152—162.

При давлениях до 25 кбар определены плотность и сжимаемость коровых, офиолитовых и мантийных эколгитов. Значения плотности и сжимаемости при высоких давлениях определяются только сжимаемостью породообразующих минералов и не зависят от структурных неоднородностей пород. Высокие и перекрывающиеся значения плотности во всех группах определяются суммарным содержанием граната и пироксена в породах.

Таблиц 4, ил. 9, библиогр. 20 назв.

УДК 552.1 : 53

Об упругих характеристиках при высоких давлениях минералов — возможных представителей верхней мантии. Баюк Е. И. — Сб.: Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М., «Наука», 1977, 163—168.

Приведены скорости продольных волн в различных кристаллографических направлениях в минералах из групп *клинопироксенов*, оливинов и гранатов при давлениях до 20 кбар. Обсуждаются результаты в связи с возможным составом верхней мантии.

Таблиц 2, ил. 2, библиогр. 10 назв.

УДК 552.1 : 53

Скорости упругих волн в солях при высоких давлениях и в условиях естественного залегания. Акулова Р. С., Баюк Е. И., Волярович М. П., Гребенников Н. П. — Сб.: Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М., «Наука», 1977, 168—173.

Приведены зависимости скорости продольных упругих волн и плотности от всестороннего давления до 10 кбар для образцов галитовой, сильвиновой, карналитовой и бишофитовой пород. Получено хорошее совпадение величин скорости упругих волн, измеренных на образцах галитовой и сильвиновой пород в интервале давлений 2—4 кбар, с величинами, измеренными в пластовых условиях в скважине.

Таблиц 2, ил. 3, библиогр. 4 назв.

УДК 552.1 : 53

Значения дебаевской температуры и параметра Грюнайзена, вычисленные по данным упругих свойств некоторых горных пород и минералов при высоких давлениях. Баюк Е. И., Волярович М. П., Лазовская Н. В., Федорова И. П. — Сб.: Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М., «Наука», 1977, 173—176.

На основании данных для скоростей продольных и поперечных волн, а также плотности, полученных при давлениях до 20 кбар, рассчитаны дебаевская температура и параметр Грюнайзена для некоторых горных пород, роговой обманки и галита.

Таблиц 2, ил. 1, библиогр. 5 назв.

УДК 552.1 : 537

О характере изменения электропроводности натролита и брусита в процессе дегидратации при давлении до 20 кбар. Пархоменко Э. И., Пилюн Г. О., Мкртчян С. А. — Сб.: Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М., «Наука», 1977, 177—184.

Приводятся экспериментальные данные по изменению электросопротивления натролита и брусита в изотермическом и изобарическом режимах при процессе их дегидратации.

Таблиц 1, ил. 6, библиогр. 7 назв.

УДК 552.1 : 537

Исследование пьезоэлектрического эффекта нефелина, турмалина и канкринита в температурном поле. Пархоменко Э. И., Успенская А. Б. — Сб.: Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М., «Наука», 1977, 185—188.

Описаны результаты измерения динамическим методом пьезоэлектрических модулей — d_{ij} трех минералов в интервале 20—700° С. На фоне общего уменьшения — d_{ij} канкринита с ростом температуры наблюдался его резкий спад при 600° С. Установлено увеличение — d_{ij} нефелина и турмалина до температур 500—600° С с последующим его уменьшением.

Ил. 2, библиогр. 2 назв.

УДК 552.1 : 537

Связь электрического сопротивления вулканогенных пород Украины с их петрохимическими характеристиками. Пархоменко Э. И., Индутьный Ф. В. — Сб.: Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М., «Наука», 1977, 188—196.

В результате исследования комплекса физических параметров вулканогенных пород Днепровско-Донецкой впадины установлена связь электросопротивления с содержанием суммы окислов Fe_2O_3 , FeO , CaO и Na_2O , а также связь его с магнитной проницаемостью и остаточной намагниченностью для некоторых групп пород.

Ил. 5, библиогр. 2 назв.

УДК 552.1 : 537

Исследование электрического сопротивления жильных кварцев в зависимости от температуры. Успенская А. Б., Пархоменко Э. И.— Сб.: Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М., 1977, 196—200.

Исследована температурная зависимость электросопротивления α -и β - жильных кварцев. Установлена слабая их дифференциация по электрическим характеристикам.

Таблиц 1, ил. 2, библиогр. 4 назв.

УДК 552.1 : 537

Основные закономерности сейсмоэлектрического эффекта осадочных пород и пути его использования в геофизике. Пархоменко Э. И.— Сб.: Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М., 1977, 201—208.

Показано, что величина сейсмоэлектрического потенциала определяется содержанием порового раствора и его концентрацией, проницаемостью и минеральным составом породы, интенсивностью сейсмоупругого импульса и зависит от его частоты. Сейсмоэлектрический эффект следует учитывать при интерпретации аномалии электрического поля в период сейсмической активности и использовать при решении ряда задач промысловой геофизики.

Ил. 2, библиогр. 12 назв.

УДК 550.837

Определение типа симметрии пьезоэлектрических текстур горных пород электрометрическим и индукционным методами в динамическом режиме. Волярович М. П., Никитин А. Н., Пархоменко Э. И., Русакова Е. И.— Сб.: Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М., «Наука», 1977, 208—212.

Экспериментально доказана возможность определения типа симметрии пьезоэлектрической текстуры жильных кварцев при возбуждении в них пьезоэлектрического эффекта с помощью специальных датчиков с точечным электродом и секционной индукционной рамкой.

Ил. 3, библиогр. 7 назв.

УДК 550.837

О точности измерения пьезоэлектрических модулей горных пород в динамическом режиме. Никитин А. Н., Пархоменко Э. И.— Сб.: Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М., «Наука», 1977, 213—218

Рассматриваются причины количественного различия между значениями пьезоэлектрических модулей горных пород, полученных двумя методами — статическим и динамическим. Экспериментально подтверждается возможность количественной оценки величины заряда, вызванного поперечными упругими волнами, распространяющимися совместно с продольными в пьезоэлектрической среде. Приводится новая методика для более точного измерения и расчета пьезоэлектрических модулей горных пород.

Таблиц 1, ил. 2, библиогр. 6 назв.

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
193	7 стр.	магнитные	электрические
212	Ф-ла (1)	$d_{ii} = \frac{1}{4\pi} \frac{\partial_i \varepsilon_{ii}}{\xi_{ii}} E$	$d_{ii} = \frac{\partial_i \varepsilon_{ii}}{4\pi \xi_{ii}} E$

Зак. 2313. Физические свойства

2 р. 30 к.

2301