

Б. М. УРАЗАЕВ, М. П. ВОЛАРОВИЧ,
А. К. КУРСКЕЕВ.

ФИЗИЧЕСКИЕ
СВОЙСТВА
ГОРНЫХ ПОРОД
В ГЛУБИННЫХ
ТЕРМО-
ДИНАМИЧЕСКИХ
УСЛОВИЯХ

АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК им. К. И. САТПАЕВА

552.11:55

В. М. УРАЗАЕВ, М. П. ВОЛАРОВИЧ, А. К. КУРСКЕЕВ

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА
ГОРНЫХ ПОРОД
В ГЛУБИННЫХ
ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ
УСЛОВИЯХ

889



Издательство «НАУКА» Казахской ССР
АЛМА-АТА-1973



УДК 552.1:539.89(574.3)

В книге приводятся результаты исследований плотности, пористости, скорости распространения продольных волн в образцах горных пород Центрального Казахстана при давлениях до 10 000—15 000 кг/см² и электропроводности при давлениях до 20 000 кг/см² и температурах до 1000°С. Подробно освещаются основные геологические и физические факторы, влияющие на эти свойства. На примерах отдельных регионов Казахстана оценены возможности геологического приложения данных экспериментальных исследований физических свойств горных пород.

Книга рассчитана на геологов, геофизиков, горняков, физиков.

Илл. 44, табл. 43, библи. 200.

Ответственный редактор

доктор геолого-минералогических наук

М. И. ЛОМОНИЧ.

У $\frac{0295-063}{м405(07)-073}$ 13-73

© Издательство «Наука» Казахской ССР, 1973 г.

ВВЕДЕНИЕ

Изучение строения и физических свойств глубинных зон Земли новыми методами и установление связи размещения полезных ископаемых с глубинными процессами представляют в настоящее время проблемы первостепенной важности. На современном этапе развития геологической науки эта проблема решается в основном с применением геофизических методов. Без достоверных данных о физических константах горных пород не могут быть решены многие важные научные и практические задачи геологии и геофизики, ибо от этого всецело зависит правильность геологического истолкования геофизического материала.

Комплексные исследования физических свойств пород и руд различных районов Центрального Казахстана проводились в связи с проблемой изучения геологического строения и металлогении Успенской тектонической зоны и других районов Центрального Казахстана, разрабатываемой Институтом геологических наук им. К. И. Сатпаева АН КазССР.

Исследования предусматривали определение при высоких давлениях скорости распространения продольных волн, плотности и электросопротивления различных групп и типов горных пород, изучение основных закономерностей изменения указанных свойств в зависимости от различных геологических факторов, геологическое приложение результатов исследований физических свойств горных пород при высоких давлениях и температурах.

Изучение физических свойств включало отбор образцов, петрографические и химические анализы, определение физических параметров, в том числе при высоких давлениях и температурах, статистическую обработку результатов и др. Отдельные образцы подвергались рентгеноструктурному и термическому анализам. При атмосферных условиях ис-

следовано около 25 000 образцов. Согласно плану совместных работ испытания образцов при высоких давлениях и температурах производились в Институте физики Земли им. О. Ю. Шмидта АН СССР. Исследовано при высоких давлениях 250 наиболее представительных образцов, охватывающих возрасты от докембрия до перми включительно.

В полевых работах и камеральной обработке материалов участвовала И. Л. Тузова. В проведении испытаний образцов при высоких давлениях и температурах принимали участие Е. И. Баюк, А. Т. Бондаренко, А. И. Левыкин, И. С. Томашевская, И. Л. Тузова, Э. И. Пархоменко. Всем названным товарищам авторы выражают искреннюю благодарность.

Образцы пород, представляющих для нас интерес, получены из коллекций геологов. Так, И. А. Ефимовым были любезно представлены эклогиты из Кокчетавского поднятия (91-52, 84-4, 35-8), М. А. Абдулкабировой — различные сланцы и интрузивные породы (А-530, А-980, 260, А-3, А-619, А-2, А-1311, А-502, Ж-150, 459, А-1345, А-4, А-434, А-503, 30а, А-911). Некоторые образцы (1, 2743) взяты из музея ИГН АН КазССР.

В первой главе книги дан краткий исторический обзор исследований плотности, упругих и электрических свойств горных пород при высоких давлениях и температурах. Геологическое строение района и физические свойства пород при атмосферных условиях рассмотрены во второй главе. В третьей, четвертой и пятой главах описаны методика и техника исследований скорости продольных волн, плотности и электропроводности пород и результаты экспериментальных исследований их при высоких давлениях и температурах. В шестой главе разбираются вопросы математического выражения связи между скоростью продольных волн и плотностью горных пород. Вопросы геологического приложения экспериментальных данных обсуждаются в последней, седьмой главе.

Глава I

ОБЗОР ИССЛЕДОВАНИЙ ПО ФИЗИЧЕСКИМ СВОЙСТВАМ ГОРНЫХ ПОРОД

Изучение физических свойств горных пород при высоких давлениях тесно связано с историей развития геофизики. Это вызвано тем, что как применение геофизических методов, так и геологическая интерпретация геофизических наблюдений основаны на различиях физических свойств горных пород. Результаты многочисленных исследований физических свойств различных пород в атмосферных условиях к настоящему времени обобщены, систематизированы и опубликованы в ряде сборников и монографий [57, 75, 108]. Однако ценность их ограничивается тем, что они не отражают поведение пород в естественных условиях глубин земной коры и мантии. Для того чтобы приблизить условия лаборатории к естественным, образцы горных пород испытываются при высоких давлениях и температурах. Исторически сложилось так, что работы в этом направлении не нашли должного развития, и мы еще сравнительно мало знаем о физических свойствах пород при высоких давлениях и температурах. На сегодня в мире известно небольшое число лабораторий, где ведутся исследования физических свойств горных пород при высоких давлениях и температурах. В Советском Союзе этим занимаются в основном Институт физики Земли АН СССР, ВНИИГеофизика, Институт геофизики АН УССР и некоторые другие институты. За рубежом самые ранние сведения по данному вопросу появились в США [128, 139—148, 156, 157, 196, 201], позже в Индии [133—137] и Японии [175—177, 180, 184].

В настоящей главе рассматриваются основные результаты и состояние работ по изучению физических свойств горных пород, полученные предыдущими исследователями.

Исследования упругих свойств горных пород

Упругие свойства горных пород исследуют двумя методами: статическим и динамическим.

Статический метод основан на измерении упругих деформаций образцов пород при заданных напряжениях. Так, определяя под статической нагрузкой стрелу прогиба стержня из горной породы, устанавливают статический модуль Юнга, а путем кручения стержня — статический модуль сдвига. По наблюдениям сжимаемости находят статический модуль объемного сжатия породы. Зная эти величины, вычисляют скорость упругих волн по формулам теории упругости [77]. Статическим методом определялись упругие свойства пород в ранних работах Л. Адамса и Е. Вильямсона [128], Б. П. Беликова [13], Ф. Берча [140, 141], М. П. Воляровича и др. [32]. Однако этот метод трудоемок, а значения скорости упругих волн, вычисленные с его помощью, менее точны, чем непосредственно измеренные на образцах горных пород. Статический метод не получил широкого применения.

В настоящее время упругие свойства горных пород определяются в основном *динамическим методом*, который можно разделить на два типа: резонансный и импульсный. В резонансном методе используются стоячие волны, в импульсном — бегущие [103].

М. Айд [174] исследовал изменение скорости продольных волн в стержнях из диабазы, гранита, кварцевого песчаника, норита, мрамора, известняка при атмосферном давлении и температуре до 750°C, применяя резонансный метод. Он обнаружил, что при повышении температуры скорость падает. Более резкое изменение скорости с повышением температуры наблюдалось у плотных пород (гранитов, диабазов), слабее — у менее плотных (известняков). Падение скорости с ростом температуры связано, по мнению автора, с неравномерностью расширения кристаллов при повышении температуры. Особый метод определения динамического модуля сдвига расплавов горных пород в момент их затвердения разработали М. П. Волярович, А. А. Леонтьева [29]. Они измеряли упругие свойства базальта и диабазы в момент их кристаллизации. Для базальта модуль сдвига увеличился в два раза при понижении температуры от 1030 до 870°C.

Большая работа по определению упругих свойств пород резонансным методом выполнена Ф. Берчем и его сотрудниками [139—148]. Ф. Берч исследовал скорость продольных и поперечных волн в различных породах при давлении до

4—9 кбар и температуре от 30 до 150°C, а позже и до 600°C.

Уже в ранних публикациях Ф. Берч сравнил экспериментально полученную скорость продольных волн в отдельных разновидностях пород со значениями скорости сейсмических волн. Путем сопоставления скорости продольной волны в оливиновом диабазе с данными сейсмологии он установил, что на глубине 40 км присутствие диабаза не исключается [139]. Однако оказалось, что по результатам измерения скорости распространения только продольных волн в образцах нельзя однозначно решить вопрос о составе земной коры [145]. Такой вывод автор сделал после того, как им была изучена скорость поперечных волн в интрузивных, метаморфических и осадочных породах при давлении до 9 кбар и температуре 30—90°C. Скорость поперечных волн, равная 4 км/сек, получена для кварцита и габбро. Для того чтобы различить породы по скоростям упругих волн, необходимо, по мнению автора, иметь две скорости для каждой породы — продольную и поперечную. Под действием давления скорость упругих волн в породах растет, под влиянием температуры она уменьшается. Кроме того, опыты показывают, что скорость пород в нормальных условиях определяется двумя факторами: составом и пористостью. Приложение давления к породе устраняет последний фактор [145].

Резонансным методом изгибных колебаний стержня М. П. Волярович и А. С. Гуревич [30] установили модуль Юнга и декремент затухания ряда образцов горных пород при температуре до 1000°C. Они обнаружили, что у всех горных пород, за исключением базальтов, модуль Юнга систематически уменьшается с повышением температуры. При этом для гранитов наблюдается резкое уменьшение модуля до температуры 600°C (в шесть раз), а далее он остается почти постоянным. Резкое снижение модуля Юнга с увеличением температуры отмечается также для диабаза, габбро, диорита и лабрадорита. У базальтов понижение модуля упругости с повышением температуры невелико (на 20%). После 600°C он несколько возрастает. В осадочных породах — известняках и мраморах — модуль Юнга значительно падает при изменении температуры от 20 до 400°C. При дальнейшем нагревании он остается почти постоянным вплоть до температуры, при которой наблюдается разложение этих пород. У горных пород, состоящих почти целиком из кварца, модуль Юнга обнаруживает минимум при температуре 575°C, далее он повышается. Такое поведение горных пород, по мнению авторов, определяется полиморфным превращением кварца при температуре 575°C. На основании

этих данных вычислена скорость продольных волн у горных пород при температуре до 1000°C . Авторы обнаружили, что у большинства горных пород после нагревания при высокой температуре фиксируется резкое понижение прочности (хрупкость), связанное с появлением большого числа микротрещин. Применение резонансного метода несколько ограничено из-за требования большой точности к изготавливаемым образцам.

После Великой Отечественной войны наступил период бурного развития техники, в том числе и ультразвуковой. Ультразвук (частота звука свыше 15 кгц) стали использовать и в геофизике. Выяснилось, что импульсный ультразвуковой метод имеет ряд преимуществ для исследования упругих свойств пород при высоких давлениях. Он отличается высокой точностью; с его помощью можно непосредственно на образцах определить скорость упругих волн при различных давлениях и температурах. Благодаря этому он нашел широкое применение на практике.

Изучение скорости упругих волн в образцах горных пород динамическим методом идет в двух направлениях: 1) исследование пород при одновременном воздействии на испытываемый образец температуры и давления (в Советском Союзе — в лаборатории физических свойств горных пород ВНИИ Геофизики [1—4], в Институте геофизики АН СССР — результаты многолетних исследований сотрудников этого института обобщены в оригинальной работе Т. С. Лебедева и др. [68], и в США [169, 171]); 2) изучение скорости упругих волн только при воздействии на испытываемый образец высокого давления [120 и др.]. М. П. Волярович [36] указывает, что нагревание горных пород до температуры $150\text{—}200^{\circ}\text{C}$ мало влияет на упругие свойства изверженных и метаморфических пород.

В Советском Союзе детальные исследования упругих свойств горных пород при высоких давлениях начали проводить с 1951 г. Такая необходимость диктовалась бурным развитием геофизических методов исследования глубинного строения земной коры. В это время в Институте физики Земли АН СССР М. П. Волярович совместно с сотрудниками разработал ряд установок и методов, описал методику и технику определения упругих свойств горных пород при высоких давлениях и результаты эксперимента [31, 35, 37, 40, 119, 192]. Первые опыты были поставлены при давлении до 1000 кг/см^2 [33]. Исследовали осадочные и интрузивные породы. При этом М. П. Волярович и Е. И. Баяк разработали методику, позволяющую определять на одном образце во время опыта при высоком давлении две скорости продольных волн — в массиве и стержневую. Скорость из-

меряли импульсным ультразвуковым методом. Знание двух скоростей позволяло вычислить другие параметры по формулам теории упругости [33].

Проведенные исследования показали различный характер зависимости скорости упругих волн от давления. В осадочных породах, которые обычно в связи с малой плотностью и высокой пористостью имеют невысокую скорость, при повышении давления скорость возрастает быстрее, чем в изверженных. Обнаружено, что для всех пород увеличение скорости продольных волн с повышением давления сильнее, чем поперечных. С увеличением давления повышается коэффициент отношения V_p/V_s , что связано с возрастанием коэффициента Пуассона. На основании изучения большого числа разновидностей пород выяснилось, что скорости продольных волн в функции от давления образуют три обособленные зоны [36], соответствующие кислым, основным и ультраосновным породам. Результаты измерений скорости упругих волн при давлении до 20 000 кг/см² подтверждают ранее найденные закономерности. В последнее время изучены новые образцы пород указанных типов, благодаря чему эти интервалы скоростей продольных волн расширились. Четкого разделения пород по величинам скорости V_p не наблюдается [125].

Исследователи установили, что скорости упругих волн наиболее резко изменяются в начальной области давления — до 1000—2000 кг/см². В отличие от Ф. Берча [147, 148], который считает, что в этих условиях закрывается 95% объема пор, М. П. Воларович [36] показал, что не общая величина пористости, а форма пор обуславливает типичный ход графика скорости упругих волн от функции давления для изверженных и метаморфических горных пород. Согласно М. П. Воларовичу, при повышении давления до 1000—1500 кг/см² в образцах пород увеличивается площадь контактов между зернами породообразующих минералов вследствие закрытия щелевых пор и микротрещин, что делает породу более однородной и способствует передаче энергии упругих волн в породе. Дальнейшее увеличение скорости упругих волн при высоких давлениях связано со сжатием объемных пор, которые больше сопротивляются сжатию, чем щелевидные поры. При самых высоких давлениях начинает играть роль сжимаемость породообразующих минералов. На основе этих представлений для соответствующих моделей твердых тел со щелевидными и объемными порами З. И. Стаховская [110] теоретически рассчитала кривые изменения упругих параметров горных пород с повышением давления. Полученные ею результаты качественно согласуются с экспериментальными данными. З. И. Ста-

ховская тоже считает, что увеличение скорости в диапазоне давления 1—2000 кГ/см^2 происходит в результате закрытия трещин в породе. К такому выводу пришел и И. Волш [195].

Наибольшее количество данных о скоростях упругих волн получено при изучении пород из районов Балтийского щита [37, 38] и Кавказа [9, 39, 120]. В этих работах в большинстве случаев отражено исследование образцов горных пород в районах профилей ГСЗ. Полученные экспериментальные скорости были сопоставлены с данными ГСЗ. Такой анализ позволил авторам получить представление о составе слоев в земной коре, выделяемых методом ГСЗ [38], понять, «...почему поверхность Мохоровичича в одной части разреза поднимается на 16 км по сравнению с ее положением в другой части разреза» [9], высказать предположение о природе сейсмических границ [107]. В работах М. П. Воляровича, И. С. Томашевской и др. [38] показано, что при всестороннем давлении больше 1000—2000 кГ/см^2 приложение дополнительного осевого сжатия практически не влияет на скорость продольных волн. Работы М. П. Воляровича [193, 194] посвящены определению коэффициентов поглощения скоростей упругих волн с увеличением давления. Коэффициенты поглощения с повышением давления как для продольных, так и для поперечных волн уменьшаются.

Важные исследования влияния на упругие свойства горных пород насыщающей их жидкости проводятся в Институте физики Земли АН СССР [39, 45, 120] и во ВНИИГеофизике [1, 3, 4]. В последнем Г. М. Авчян совместно с А. А. Матвеенком и З. Б. Стефанкевичем сконструировали установку, которая позволяет одновременно и на одном образце изучать скорость упругих волн, удельное электрическое сопротивление и изменение открытой пористости под действием всестороннего давления, температуры и пластового давления [1, 4].

Как правило, горные породы, насыщенные водой и керосином, имеют более высокую скорость упругих волн, чем сухие [4, 19, 39, 45, 198]. С повышением температуры скорость упругих волн уменьшается. Влияние температуры на скорость сказывается сильнее для образцов, насыщенных нефтью и при более высоком давлении, чем для сухих или насыщенных минерализованной водой. Пористость образцов горных пород уменьшается с повышением давления. Так, например, для песчаника уменьшение пористости при изменении давления от 1 до 1500 кГ/см^2 составило 20% [4].

У глин, алевролитов и песчаников с глинистым цементом насыщение водой приводит к понижению скорости упругих волн, что вызвано набуханием глинистых минералов. При насыщении же керосином, имитирующим нефть, она у всех

пород увеличивается. С повышением давления скорость в сухих породах возрастает больше, чем в насыщенных жидкостью [1, 198]. Это связано с различным характером сокращения порового пространства в образцах. По мнению Г. М. Авчяна [1], Р. Вилли [198] и других исследователей, наличие несжимаемой жидкости в порах пород препятствует закрытию пор под давлением. При отсутствии жидкости в порах скорость быстро растет вследствие увеличения эффективной площади акустического контакта, закрытия микротрещин и пор в породах.

На основании изучения деформации горных пород от давления Г. М. Авчян [2] раскрыл возможность оценки величины давления, которое воздействовало на горную породу в естественном залегании.

Работы, выполненные в последние годы, подтверждают вывод о том, что параметры упругости горных пород уменьшаются с повышением температуры [4, 68, 127]. Однако опыты показывают, что влияние температуры до 250—300° на скорость упругих волн в горных породах невелико.

В США Д. Хьюз и его сотрудники [168] производили измерения упругих волн импульсным методом, используя кварцевые кристаллы x - и y -срезов. Ультразвуковая установка была рассчитана на излучение и прием импульсов высокой частоты 3—5 Мгц. Максимальное давление при исследовании образцов достигало 6 кбар, температура — 400°C. Авторы произвели измерения скоростей продольных и поперечных волн на образцах осадочных и изверженных пород и изучили изменение объема порового пространства в песчаниках при гидростатических давлениях от 50 до 1000 бар.

В более поздних исследованиях [169] гранитов диапазон давления был расширен до 8 кбар. В процессе опытов исследователи обнаружили, что если оставить образец в условиях наибольшего давления и температуры в течение 48 часов, то никаких существенных изменений в нем не происходит. Для всех образцов гранитов, кроме гранита Квинси, при давлении 500 бар изменение скорости V_p в интервале температуры 25—100°C очень мало; выше 100°C скорость уменьшается весьма быстро. При давлении 5 кбар изменение скорости с повышением температуры гораздо слабее. Авторы приводят значения скорости упругих волн и коэффициента Пуассона, которые можно ожидать на различных глубинах. При подсчете был использован температурный градиент 24°C/км; большее значение градиента вызовет, по их мнению, уменьшение скорости. Максимально возможное значение скорости волн в гранитах на глубине 15 км, по Д. Хьюзу [168], около 6,25 км/сек.

Скорость продольных и поперечных волн в основных породах также уменьшается с повышением температуры. Д. Хьюз и У. Моррет [169] измерили скорость продольных и поперечных волн для трех видов габбро, двух видов базальта и одной разновидности дунита при давлении около 6 *кбар* и температуре до 300—400°C. Установлено, что в интервале температур 25—100°C, а в некоторых случаях в интервале 25—200°C скорость очень мало изменяется с ростом температуры. С повышением давления относительное уменьшение скорости падает. Так, для габбро Сан-Маркос относительное уменьшение скорости продольной волны (от значения при 25°C) при 1000 *бар* составляет 2,3% при 300°C и 16% при 400°C. Если давление 6 *кбар*, то это уменьшение сокращается до 0,7% при 300°C и до 4,3% при 400°C. Скорость с ростом температуры изменяется незначительно, вплоть до 300°C. Наибольший разброс скорости продольных волн с повышением температуры они наблюдали при низких давлениях.

Д. Хьюз и У. Моррет [169] привели значения скоростей продольных и поперечных волн и коэффициента Пуассона для пород, которые можно ожидать на различных глубинах. Для габбро они дали скорости продольных и поперечных волн 6,80 *км/сек* и 3,44 *км/сек* (глубина 25 *км*). Ими же вычислен температурный градиент в земной коре. При этом они предполагали, что из общего теплового потока, протекающего через поверхность Земли, на долю гранитного слоя приходится 50%, а на долю базальтового — 20%.

Авторы пришли к выводам о том, что температурный градиент линейно уменьшается, и для изверженных горных пород значения скоростей сейсмических волн на относительно небольшой глубине проходят через максимум. Этот максимум находится для гранитов и габбро примерно на глубине между 5 и 10 *км*, для базальтов — около 15 *км*.

Наличие максимума, отмеченное этими авторами, Ф. Берч [147] приписывает несовершенству лабораторного метода испытания образцов. По его мнению, такие температурные изменения возникли в результате искажений свойств пород, вызванных нагреванием образцов при низком давлении.

Значительный объем работ по исследованию скорости упругих волн в породах при высоких всесторонних давлениях выполнили Ф. Берч и его сотрудники [147, 148, 185—187, 189]. Среди этих работ, с точки зрения геофизики, наиболее интересны статьи Ф. Берча [147, 148], в которых довольно тщательно отражена зависимость скорости от направления распространения волны в большинстве образцов горных пород (изверженных, метаморфических и осадочных). Опреде-

ления проведены методом прозвучивания при давлениях до 10 кбар. Перед тем, как помещать образцы в камеру высокого давления, их заключали в оболочку из резины.

Автор свел большое число отдельных наблюдений к средним значениям. Величины скоростей, полученные при нагрузке, отличаются от значений, полученных при разгрузке. Обычно при разгрузке они немного выше, чем для данного давления при нагрузке, но расхождение со средним значением в интервале давлений 6—10 кбар редко превышает несколько тысячных километра в секунду. При подсчете скорости поправка на изменение длины образца под давлением не вводилась. Ф. Берч [148] рассматривает также влияние различных факторов (пористость, вторичные изменения, состав и др.) на скорость распространения упругих волн в породах. Он подробно анализирует влияние давления на скорость продольных волн, которая резко возрастает при давлении 1—2 кбар. В типичных полнокристаллических изверженных горных породах пористость порядка десятых долей процента существует в виде тонких клиноподобных отверстий между зернами. Под давлением порядка 1 кбар твердый контакт восстанавливается, а выше этой точки действие давления близко к внутреннему давлению, что тормозит рост скорости. В осадочных горных породах пористость может быть порядка 2—3% или выше и наблюдается в виде промежутков между более или менее округлыми зернами. Эти зерна, как правило, не имеют твердых контактов друг с другом за исключением локальных поверхностей, которые значительно меньше, чем поверхность зерен. Приложение давления увеличивает нагрузку на поверхности контакта и производит упругую деформацию, вследствие чего скорость возрастает. Такова интерпретация Ф. Берча кривой скорость — давление у образцов горных пород.

Процесс серпентинизации оливина сопровождается уменьшением плотности и скорости упругих волн. Ф. Берч теоретически подсчитал плотность и скорость в дуните и серпентините и сравнил их с экспериментальными величинами для дунита. Отклонения значительные. Анализируя влияние состава пород, автор пришел к заключению, что скорость упругих волн зависит от плотности и атомного веса минералов, которые слагают породу.

Позже Ж. Симмонс [186] определил скорость поперечных волн на образцах горных пород Ф. Берча. Он использовал кварцевые кристаллы АС-среза с собственной частотой 3 Мгц. Полученные результаты соответствуют ранее опубликованным данным Ф. Берча [144, 145]. Скорость поперечных волн в породах при высоких давлениях зависит от их состава. Так, при давлении 10 кбар в граните она

равна 3,6 км/сек, габбро — 3,8 км/сек, дуните — 4,4 км/сек, эглогите — 4,6 км/сек. В другой работе Ж. Симмонс [185] приводит значения скорости продольных волн в различных минералах при давлении до 10 кбар (табл. 1) при комнатной температуре.

Таблица 1

Скорость распространения продольных волн
в минералах при высоких давлениях

Минерал	Плотность, г/см ³	Скорость V_p , км/сек при P , кбар			
		0,03	4	6	10
Микроклин	2,571	6,25	7,06	7,09	7,15
Серпентин	2,789	6,64	6,84	6,90	6,97
Магнезит	2,802	6,92	7,27	7,33	7,45
Доломит	2,845	6,06	7,17	7,23	7,36
Волластанит	2,873	5,03	7,56	7,64	7,71
Монтчеллит	3,014	7,10	7,36	7,40	7,50
Идокраз	3,144	5,52	7,27	7,40	7,54
Силлиманит	3,137	9,40	9,65	9,68	9,73

Работа Н. Христенсена [156] посвящена исследованию скорости распространения продольных волн в метаморфических породах при высоких всесторонних давлениях от 1 до 10 кбар. Особое внимание автор уделяет влиянию на скорость состава, пористости, ориентации минерала в породе. Начальные изменения скорости с повышением давления зависят, по его мнению, от расположения и формы порового пространства в породе, а изменение скорости в связи с изменением направления распространения волны в метаморфических породах обусловлено предпочитаемой ориентацией минералов, т. е. Н. Христенсен подтверждает вывод Ф. Берча. Он сопоставил скорости, вычисленные по данным для отдельных кристаллов, с измеренными на образцах и отметил совпадение между ними.

Значительный интерес представляют исследования, связанные с изучением упругих свойств окисных соединений, которые могут слагать верхнюю мантию. Так, в работе О. Андерсона и др. [130, 131] даны измерения звуковой скорости продольных и поперечных волн при давлениях до 4 кбар в MgO.

С. Балакришна [133—137] в лаборатории Ф. Берча измерял скорость продольных волн в образцах пород из Индии. В его статье [134] приведены результаты измерения скорости ультразвуковых волн при гидростатическом давлении до 10 кбар. Определение скорости проведено ультразвуковым методом с применением датчиков из титаната бария частотой 1 Мгц. В индийских гранитах она оказалась очень высо-

кой (6,7—6,8 км/сек), что, по мнению автора, обусловлено двумя факторами: слишком низкой пористостью и высокой компактностью индийских гранитов и более древним возрастом их по сравнению с молодыми гранитами из Америки.

Позднее С. Балакришна и М. Хаякава [162] сделали попытку объяснить особенность скорости упругих волн в индийских гранитах общим влиянием времени и физических условий при образовании горных пород на скорость. Авторы пришли к выводу о том, что если горные породы образовались на больших глубинах, то первоначальное значение скорости выше, чем в породах, сформировавшихся на малых глубинах. Упругость горных пород в зависимости от давления является ключом для объяснения их возраста. Забегая вперед, отметим, что скорость волн в гранитах из Центрального Казахстана также повышена по отношению к скорости в гранитах из других районов СССР [11]. Этот вопрос подробно будет рассмотрен в следующем разделе. На связь скорости упругих волн с возрастом горных пород указывал Л. Фауст [159, 160]. Им была получена для осадочных пород следующая формула: $V_p = 125,4 (z \cdot T)^{1/2}$, где z — глубина залегания породы в футах; T — возраст в годах.

Изучению упругих свойств горных пород посвящены работы [175—177] японских ученых. Были исследованы скорость упругих волн и термическое расширение для вулканических пород при высоких температурах и атмосферном давлении [175]. Скорость измерялась с помощью кварцевых излучателей x -среза при температуре до 1100°C. Установлено, что в древних породах с повышением температуры она падает, а в молодых (недавно излившихся) — растет. Увеличение скорости с возрастанием температуры, по мнению авторов, связано с закрытием пор или пустого пространства вследствие термического расширения.

Большой интерес представляют исследования скорости упругих волн в горных породах ультраосновного состава при высоких давлениях. В этой связи следует рассмотреть работу К. Канамори и С. Мизутани [177], в которой опубликованы данные об упругих свойствах пород основного, ультраосновного и среднего состава при высоких всесторонних давлениях до 10 кбар. Скорость определена импульсным методом с применением преобразователей из цирконата свинца с частотой 1 Мгц (скорость продольных волн) и 400 Мгц (скорость поперечных волн). Точность определения скоростей соответственно 1 и 2%.

Плотность и скорость упругих волн в исследованных эклогитах и дунитах Японии высоки по сравнению с такими же параметрами горных пород из других районов. Так, скорость продольных волн в дуните, который состоит из

оливина (90%) и пироксена (10%), при 10 кбар равна 8,5 км/сек. Эклогит также показал высокую скорость, но плотность его на 0,2 г/см³ выше, чем дунита. Процесс серпентинизации снижает скорость. Если оливин серпентинизирован на 20%, то скорость продольных волн в дуните уменьшается до 7,5 км/сек. Сопоставляя экспериментальные данные с полевыми, авторы приходят к выводу о том, что мантия имеет главным образом дунитовый состав.

Как было отмечено выше, упругие свойства горных пород при атмосферном и высоких давлениях изучаются двумя методами: динамическим и статическим. Оба имеют свои недостатки и достоинства. При этом важно знать различие между результатами, полученными этими методами на одних и тех же образцах. Данному вопросу посвящен ряд статей [35, 173, 188]. М. Айд [173] отмечает, что динамическое значение модуля Юнга в среднем на 20% выше статического. К такому же выводу пришли Ж. Симмонс и В. Брейс [187].

М. П. Воларович и др. [34, 193] провели специальные исследования нескольких образцов горных пород при различных давлениях до 1000 кг/см² для сопоставления динамических упругих параметров со статическими. Модули Юнга, определенные методом статического изгиба, оказались меньше, чем модули Юнга, установленные динамическим импульсным методом.

Известен ряд работ [103, 199], в которых изложены результаты изучения упругих параметров горных пород при одностороннем давлении в основном ультразвуковым методом. Особенно подробно этот вопрос рассмотрен в монографии О. И. Силаевой [103].

В некоторых работах делаются попытки сопоставления скоростей, определенных при всесторонних давлениях, со значениями скоростей, определенных на тех же образцах при односторонних давлениях. Иногда наблюдается соответствие между результатами измерений при одностороннем и при гидростатическом давлении [97].

Исследование плотности горных пород

Плотность горных пород при высоких давлениях изучается, так же, как и скорость, динамическим и статическим методами. Наиболее ранние данные об этом свойстве горных пород приведены в работе Л. Адамса и Е. Вильямсона [128]. По значениям сжимаемости минералов они вычислили плотность. При давлениях $1 \cdot 10^9$ дин/см² и 10^{10} дин/см² она соот-

ветственно равна: в гранитах — 2,61 и 2,66 г/см³ (1,92%)*, гранодиоритах — 2,69 и 2,73 г/см³ (1,48%), сиенитах — 2,61 и 2,66 г/см³ (1,92%), диоритах — 2,74 и 2,78 г/см³ (1,46%), габбро — 3,05 и 3,08 г/см³ (0,98%), перидотитах и пироксенитах — 3,40 и 3,44 г/см³ (1,17%), дунитах — 3,29 и 3,32 г/см³ (0,91%).

В работе Ф. Берча и Б. Ричарда [139] сообщается об изменении плотности оливинового диабаза в зависимости от повышения давления до 10 кбар. Объемные изменения ($\Delta V/V_0$) вычислены по результатам измерения линейной сжимаемости в предположении, что исследованные материалы (стекло, известняк, диабаз) являются изотропными. Плотность диабаза возрастала от 2,96 г/см³ при 1 бар до 2,99 г/см³ при 10 кбар, т. е. на 1,01%.

Изменение плотности габбро и дунита при давлении до 750 кбар под действием ударной взрывной волны исследовалось Д. Хьюзом и Р. Квином [170]. Дунит с первоначальной плотностью 3,25 г/см³ был сжат при 750 кбар до плотности 4,9 г/см³. При этом изменение происходило прямолинейно. В образцах габбро при давлении 150 кбар авторами обнаружен резкий скачок плотности от 3,5 до 4,0 г/см³, что, по их мнению, связано с фазовыми переходами кристаллического вещества габбро. Плотность габбро от 3,0 г/см³ при атмосферном давлении возросла до 5,0 г/см³ при давлении 750 кбар. Таким образом, при очень высоких давлениях плотность габбро оказалась выше, чем дунита.

Позже Ф. Берч [149] опубликовал данные о плотности пород, вычисленные на основании измерения скорости динамическим методом (табл. 2).

Таблица 2

Плотность горных пород при высоких давлениях (г/см³)

Породы	Количество образцов	Давление, кбар				Приращение плотности, %
		0,001	4	6	10	
Граниты	43	2,651	2,674	2,683	2,702	1,92
Диабазы	15	2,989	3,004	3,011	3,024	1,17
Габбро, нориты	9	2,988	3,003	3,010	3,023	1,17

В работе Д. Стефанса [189] рассмотрены результаты измерения изостатической сжимаемости гранодиорита, ба

* Приращение плотности при изменении давления от 2,10 до 10⁴ дин/см².



зальта, доломита, туфа, песчаника, ангидрита при температуре 25°C и давлении до 46 кбар. Автор отмечает, что статическая и динамическая сжимаемость для гранодиорита, базальта, доломита, туфа и песчаника находится в хорошем соответствии. В ангидрите при $19,6 \pm 0,5$ кбар наблюдается фазовый переход с изменением объема на 4,1%. Д. Стефанс привел декременты объемов ($\Delta V/V_0$) для исследованных пород. Используя их, мы вычислили плотность пород при различных давлениях (табл. 3).

Таблица 3

Плотность горных пород при высоких давлениях (g/cm^3)

Порода	Давление, кбар				Приращение плотности, %
	$1 \cdot 10^{-3}$	5	10	15	
Гранодиорит	2,670	2,694	2,717	2,740	2,62
Базальт	2,678	2,744	2,754	2,781	3,84
Доломит	2,804	2,825	2,841	2,855	1,82
Туф	2,240	2,341	2,399	2,445	9,15

Из таблицы 3 видно, что плотность увеличивается с ростом давления. Наибольшее ее изменение наблюдается у эффузивных пород.

Таблица 4

Плотность горных пород при различных давлениях (g/cm^3)

Порода	Давление, кбар				Приращение плотности, %
	0,001	1	5	10	
Гранит	2,631	2,6379	2,6547	2,6742	1,64
Кварцит	2,643	2,6486	2,6677	2,6902	1,78
Гранит	2,646	2,6528	2,6696	2,6894	1,64
Известняк	2,712	2,7156	2,7280	2,7437	1,17
Диабаз	3,020	3,0236	3,0358	3,0505	1,01

Ж. Симмонс и В. Брейс [153, 187] провели сравнение сжимаемости горных пород, определенной статическим и динамическим методами. Авторы отмечают, что сжимаемость, вычисленная по наблюдаемым скоростям при давлении от 3 до 9 кбар хорошо согласуется с прямо измеренной. Они приводят изменение плотности (табл. 4) при давлении до 10 кбар, которое вычислялось по формуле

$$d\sigma = \frac{1}{\sigma_0 \cdot L_0^2} \cdot \int_0^P (T_p^{-2} - T_s^{-2})^{-1} dP,$$

где σ_0 — начальная плотность, $г/см^3$;
 L_0 — начальная длина образца, $см$;
 P — давление, $кбар$;
 T_p и T_s — время прохождения через образец продольной и поперечной волн, $сек$.

Из работ по определению плотности горных пород при высоких давлениях, выполненных в Советском Союзе, надо остановиться на исследованиях М. П. Воларовича и др. [32], М. Я. Васильева и др. [27], Ю. С. Генштафта, Ю. Н. Рябинина и др. [50], Т. С. Лебедева и др. [68].

Таблица 5

Порода	Давление, $кГ/см^2$					Приращение плотности, %
	1	1000	3000	4000	5000	
Гранит	2,641	2,646	2,652	2,655	2,658	0,64
Диорит-порфирит	2,792	2,799	2,807	2,810	2,814	0,79
Базальт	2,901	2,905	2,913	2,916	2,920	0,65

М. П. Воларович и др. [32] опубликовали результаты исследования изотермической объемной сжимаемости, которая вычислена по данным измерений изотермической линейной сжимаемости, а также плотности горных пород при давлении до 5000 кГ/см^2 . Были исследованы гранит, диорит-порфирит и базальт (табл. 5).

Позже М. П. Воларович, Е. И. Баяк и др. [38] по результатам измерения скоростей продольных и поперечных волн методом последовательных приближений при давлении от 1 до 4000 кГ/см^2 показали, что плотность гнейса возрастает на $0,7\%$.

Плотность мрамора, определенная по объемной сжимаемости, увеличивается при давлении от 1 до 10000 кГ/см^2 на $2,21\%$ [5]. Плотность более пористых материалов с возрастанием давления повышается значительно. М. Я. Васильев и др. [27] приводят начальную плотность взрывчатых веществ — тротила ($1,63 \text{ г/см}^3$), тэна ($1,77 \text{ г/см}^3$) и гексогена ($1,80 \text{ г/см}^3$), а также их изотермическую объемную сжимаемость при давлении до 22000 кГ/см^2 . При давлениях от 1 до 15000 кГ/см^2 плотность пиррофиллита возрастает на $3,1\%$ [50].

В работе Г. М. Авчяна [4] показано, что для изученных им осадочных пород в случае изменения объема закрытых

пор при увеличении давления от 1 до 1400 кг/см² плотность возрастает до 2%, а при неизменности объема закрытых пор при тех же значениях давления — до 1%.

На плотность пород, кроме давления, заметно влияет температура. Работа Д. Хьюза и др. [169] показывает, что при изменении температуры от 25 до 300°C плотность основных пород уменьшается до 1%. В таблице 6 даны значения плотности, вычисленной нами на основе упругих параметров, приведенных в работе [169].

Таблица 6

**Плотность горных пород при высоких давлениях
и температуре (г/см³)**

Порода	Начальная плотность, г/см ³	Температура, °С				
		25			300	
		Давление, бар		Приращение плотности, %	Давление, бар	
		500	5000		500	5000
Габбро (Сан-Маркос)	2,993	2,997	3,009	0,53	2,976	2,986
Габбро биотитовое	2,885	2,881	2,905	0,69	2,868	2,890
Габбро роговообманковое	2,933	2,932	2,956	0,78	2,915	2,927
Анальцит	2,712	2,719	2,739	0,99	2,714	2,716
Базальт	2,586	2,597	2,609	0,89	2,573	2,600
Дунит	3,198	3,201	3,203	0,15	—	—

Из приведенного обзора видно, что плотность горных пород в зависимости от приложенного к образцу давления растет. Между величинами изменения плотности, полученными различными методами, существует расхождение, которое выходит за пределы ошибок измерения. Плотность, найденная статическим методом, с повышением давления изменяется больше, чем плотность, установленная динамическим методом. Это, по-видимому, связано с существованием в породах микротрещин и пор, которые сильнее влияют при статическом испытании, чем при динамическом. Самое большое расхождение между плотностями, определенными различными методами, наблюдается при низком давлении [187]. С повышением давления эта разница стремится к нулю.

Имеются и теоретические работы, посвященные определению плотности в недрах Земли. Л. Адамс и Е. Вильямсон

[128] в 1923 г. предложили метод определения плотности, который позволяет на базе сейсмических данных получить информацию об ее изменении с глубиной. Полученное ими соотношение названо уравнением Адамса и Вильямсона. Уравнение имеет вид

$$\frac{d\sigma}{dz} = \frac{G \cdot m \cdot \sigma}{r^2 \cdot K/\sigma},$$

где $\frac{d\sigma}{dz}$ — изменение плотности с глубиной;

G — гравитационная постоянная;

m — масса Земли;

σ — плотность;

r — расстояние от центра Земли;

K — адиабатический модуль сжатия; отношение K/σ берется по сейсмическим данным.

Проблеме аналитического выражения давления P и объема V посвящена работа Ф. Берча [146]. На основе теории конечных деформаций Мурнагана он вывел формулу

$$P = \left(\frac{3}{2} \beta_0 \right) [(V_0/V)^{7/3} - (V_0/V)^{5/3}] \{1 - \varepsilon \cdot [(V_0/V)^{2/3} - 1]\}.$$

Здесь V_0 и β_0 — объем и сжимаемость при нулевом давлении соответственно, ε — переменный параметр.

Данные опытов на металлах хорошо согласуются с формулой Ф. Берча. Для горных пород совпадение получается хуже из-за того, что при выводе формулы не учтены пористость, трещиноватость и другие особенности пород.

Исследования электрических свойств горных пород

В Советском Союзе исследования электрических свойств горных пород ведутся в Институте физики Земли АН СССР [42, 82—84], ВНИИГеофизике [4], Томском университете [60], Институте геологии и геофизики СО АН СССР [78] и др. [54, 56, 74]. Работы в этом направлении выполняются в США, Японии и других странах. Более ранние сведения об электрическом сопротивлении осадочных пород (песчаников) при всестороннем давлении можно найти в работе И. Фэтта [158]. Он обнаружил, что в образцах искусственно насыщенных растворами хлористого натрия сопротивление породы с повышением давления заметно уменьшается. Параметр пористости при этом вырастает до 35%. Л. И. Орлов и Р. С. Гимаев [81] исследовали электросопротивление карбо-

натных пород при внешнем обжатии до 400 кг/см^2 и поровом давлении до 150 кг/см^2 . Л. М. Марморштейн и его сотрудники [74] разработали установку, позволяющую измерять электросопротивление пород в сложноподвиженном состоянии. Они исследовали и влияние состава и типа цемента песчаников на характер изменения электросопротивления при повышении давления до 600 кг/см^2 . По их данным, в функции от давления сопротивление песчаников повышается в пределах 9—650%. При этом наименьшее изменение сопротивления наблюдается в случае, если цемент карбонатного состава, и становится оно все больше при переходе к слюдистому, гидрослюдистому, каолинитовому составу. Аналогичное явление отмечается для пленочного, типа соприкосновения и базального цемента.

Применяя специальную аппаратуру высокого давления, М. П. Волярович, А. Т. Бондаренко, Э. И. Пархоменко [42, 82, 83] выполнили серию измерений электросопротивления горных пород при воздействии одностороннего и всестороннего давления на постоянном токе методом охранного кольца. Они показали, что в процессе увеличения давления сопротивление значительно уменьшается. В условиях всестороннего давления электропроводность претерпевает большее изменение, чем при одностороннем, что, по мнению этих авторов, связано с более интенсивным закрытием пор и улучшением контактов при всестороннем давлении.

Х. Хьюз [172] исследовал при высоких всесторонних давлениях до 10 кбар сопротивление перидотита. Он ставил опыты в камере высокого давления с внутренним обогревом. Уменьшение сопротивления с увеличением давления до 8,5 кбар достигало 30%.

Интересные работы проводятся У. И. Моисеенко с сотрудниками в Институте геологии и геофизики СО АН СССР [78]. При высоких давлениях и температурах они испытали интрузивные породы основного и ультраосновного состава и отметили, что сопротивление в функции давления происходит через минимум.

Электросопротивление гранитов в присутствии воды при давлениях от 1 до 9000 кг/см^2 и температурах в интервале $600—1200^\circ\text{C}$ исследовали Е. Б. Лебедев и Н. И. Хитаров [69]. Различие в значениях электропроводности сухого и насыщенного водой гранита при 1000°C составило около четырех порядков.

Во ВНИИГеофизике Г. М. Авчян совместно с З. Б. Стефанкевичем и др. [3, 4] разработали установку высокого давления, позволяющую исследовать несколько физических параметров, в том числе и электрическое сопротивление при

давлении до 2500 кг/см^2 и температуре до 250°C . Они испытывали большое число осадочных пород [4]. Максимальное значение (до 70—150%) сопротивления при воздействии давления установлено у песчаников с глинистым цементом. Исследованиями В. М. Добрынина [56] обнаружена связь между относительным увеличением сопротивления и количеством глинистого материала в породе.

Заканчивая обзор работ по исследованию физических свойств горных пород при высоких давлениях и температуре можно сделать следующие выводы.

1. К настоящему времени разработаны аппаратура и методика исследования упругих и электрических свойств горных пород как при атмосферном давлении, так и при высоких давлениях и температуре.

2. Исследованы несколько сот образцов горных пород при высоких давлениях, что позволило получить представление о физических свойствах горных пород в условиях, существующих в недрах Земли до глубины 150 км и более.

3. Установлено, что упругие свойства и плотность горных пород с ростом давления увеличиваются, а электросопротивление уменьшается. Повышение температуры понижает плотность и скорость V_p , а электропроводность увеличивается. Однако в пределах земной коры влияние давления на скорость упругих волн в породах сильнее, чем влияние температуры.

4. При высоких давлениях были испытаны в основном интрузивные (ультраосновные, основные и кислые) породы. Только в последнее время начато исследование метаморфических и осадочных пород. Эффузивные породы почти не изучены. По-видимому, такая односторонняя осведомленность в познании скорости упругих волн для горных пород при высоких давлениях привела к тому, что сейсмические слои, выделяемые при глубинных исследованиях земной коры, получили названия «гранитный» (а не гнейсовый или сланцевый), «базальтовый» (а не амфиболитовый) и так далее.

5. Имеются отдельные попытки увязать физические свойства пород при высоких давлениях между собой и с вещественным составом горных пород. Однако такие связи до сих пор не выявлены на представительном материале конкретного района, что затрудняет решение ряда важных геологических задач.

6. На физических свойствах горных пород при высоких давлениях и температуре более изучена скорость упругих волн. Такой важный для геофизики параметр, как плотность, изучается только на отдельных выборочных разновидностях пород.

7. Территория Советского Союза за исключением Кавказа, Балтийского и Украинского щитов исследованиями физических свойств горных пород при высоких давлениях и температуре почти не охвачена. Поэтому не выявлены закономерности распределения физических свойств горных пород различных возрастов, разновидностей по площади и на глубину. В Казахстане изучение физических свойств горных пород при высоких давлениях и температуре начато недавно.

В этой связи нам представлялось необходимым целенаправленное изучение по единой методике физических свойств горных пород конкретного района с охватом почти всех разновидностей, которые участвуют в его геологическом строении. Таким районом была выбрана западная часть Центрального Казахстана. Результаты этих исследований рассмотрены ниже.

ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД РАЙОНОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

Стратиграфия и физические свойства горных пород

Изучением геологического строения Центрального Казахстана занимался большой коллектив геологов [24, 51, 59, 121, 124]. Авторы настоящей работы опускают анализ ранее выполненных геолого-геофизических исследований, поскольку он подробно сделан в монографиях [51, 59, 121].

При написании этой главы использованы материалы Р. А. Борукаева [24], Ю. А. Зайцева [59], А. М. Садыкова [100], В. М. Шужанова [124] и др. Физические свойства горных пород в атмосферных условиях определялись в лаборатории геофизических констант пород и руд ИГН АН КазССР в течение нескольких лет [19, 66, 115—118] (табл. 7).

В геологическом строении района участвуют разнообразные осадочные, изверженные и метаморфические породы, относящиеся к архею, протерозою, рифею, палеозою, мезозою и кайнозою.

Архейские образования представлены амфиболитами, гранатовыми амфиболитами, сланцами, гнейсами, кварцитами и мраморами. В Улутауском поднятии мощность архея достигает 6000—8000 м. Породы этого горизонта подвержены глубокому региональному метаморфизму амфиболитовой фации.

Плотность рассматриваемых пород изменяется в широких пределах. Наиболее высокими значениями плотности характеризуются гранатовые амфиболиты ($3,2 \text{ г/см}^3$)*, амфиболиты ($3,0—3,05 \text{ г/см}^3$), амфиболитовые и хлоритовые сланцы ($2,80—3,04 \text{ г/см}^3$). Породы же кислого состава — кварциты, кварцево-полевошпатовые, слюдяно-полевошпатовые сланцы, двуслюдястые гнейсы и некоторые другие имеют относительно низкую плотность, не превышающую в среднем $2,7 \text{ г/см}^3$. Таким образом, разность в плотностях

* В скобках приведены средние значения плотности.

Стратиграфическая колонка и физические свойства пород Сарысу-Тенизского и Улугауского поднятий

Возраст	Породы	Состав	Мощность, м	Количество образцов	Плотность, г/см ³ ,		Скорость, км/сек,			
					средняя	min—max	средняя	min—max		
1	2	3	4	5	6	7	8	9		
Пермь	Мергели	Пелитовая масса — карбонатно-глинистая, присутствуют зерна кальцита и кварца (1%)	1000— —2000	57	2,50	3,30	—	—		
	Известняки	Кальцит			2,36—2,66	3,40—3,50				
	Песчаники, конгломераты	Цемент: кремнисто-карбонатный, Обломки: кварц, плагиоклаз, кварциты, порфириты			2,67	5,70				
				55	2,64—2,71	5,50—5,90				
				62	2,66	4,00				
					2,31—2,69	3,50—4,50				
Карбон	Средний—верхний	Гравелиты	800— —1500	53	2,36	4,10	—	—		
		Сероцветные алевролиты, песчаники, конгломераты			Цемент: серицито-карбонатно-кремнистый	2,26—2,52			3,60—4,70	
		Красноцветные алевролиты, песчаники, конгломераты			Обломки: кварц, полевые шпаты, сланцы	2,66			4,60	
				828	2,60—2,75	4,4—5,20				
				1485	2,66	4,80				
					2,50—2,78	4,50—5,40				
Карбон	Нижний	Визе	1000— —2000	47	2,60	—	—	—		
					Мергели	1,90—2,70				
					Известковистые песчаники, алевролиты	2,55			4,50	
					Песчаники	2,44—2,70			3,30—4,30	
					55	2,54	4,20			
						2,47—2,66	3,50—4,30			
					185	2,64	4,80			
						2,40—2,80	4,40—5,00			
		Турне	Окремненные известняки	1200	213	2,44	4,60	—	—	
	Песчаные известняки		Кальцит, кремний			2,20—2,65	4,30—4,70			
Известняки	Цемент: известковый		2,66			4,20				
				394	2,43—2,83	4,10—4,40				
				95	2,69	5,50				
					2,65—2,71	5,00—6,00				
Девон	Верхний	Фамен	400— —600	78	2,55	—	—	—		
					Известковистые песчаники	Цемент: известковисто-глинистый			2,30—2,70	
					Глинистые известняки	Обломки: кварц, полевой шпат, кварциты			2,60	3,50
				32	2,54—2,67	2,20—4,10				
				210	2,70	5,40				
					2,62—2,86	4,8—5,8				

1	2	3	4	5	6	7			
Девон	Средний — верхний	жаксыконская серия	Кварцевые песчаники	Цемент: кварц-полевошпатовый Обломки: кварц, редко порфиры	3000— —3500	58	2,55 2,51—2,60	4,7 4,1—5,3	
			Песчаники известковистые	Цемент: известковистый Обломки: кварц, полевой шпат, порфирит		18	2,70 2,68—2,74	5,0 4,8—5,2	
			Порфириты, их туфы (кислые)	Основная масса: кварц, полевой шпат		75	2,69 2,63—2,83	4,5 4,0—5,1	
			Порфиры, их туфы	Вкрапленники: кварц, полевой шпат Основная масса: кварцево-полевошпатовая, фельзитовая		15	2,62 2,61—2,65	5,2 5,0—5,4	
			Порфириты среднего состава	Вкрапленники: кварц, плагиоклаз Основная масса: альбит, гематит, карбонаты		122	2,77 2,68—2,86	—	
			Порфириты (базальты)	Вкрапленники: плагиоклаз, пироксен Лейсты плагиоклаза, пироксен, стекловатый базисхлорит		13	2,84 2,80—2,86	—	
			Песчаники, конгломераты	Цемент: серицито-кремнистый, глинисто-карбонатный Обломки: кварц, полевой шпат, эпидот		37	2,70 2,67—2,76	5,3 4,8—5,5	
	толща	Альбитофирная	Туфы кислого состава	Цемент: кварц-хлорит-серицитовый Обломки: порфиры, гранит-порфиры, кварц, плагиоклаз	2500— —3000	186	2,59 2,46—2,68	4,13 4,1—4,3	
			Кварцевые порфиры	Основная масса: кварцево-полевошпатовая		338	2,61 2,52—2,72	4,7 4,0—5,1	
			Порфириты, их туфы	Вкрапленники: кварц, плагиоклаз Цемент: полевошпатово-хлоритовый Обломки: порфириты, плагиоклаз, пироксен		176	2,71 2,64—2,80	5,1 4,4—5,2	
	Девон	Средний — средний	Альбитофирная	Фельзит-порфиры, их туфы	Основная масса: кварцево-полевошпатовая Вкрапленники; плагиоклаз, биотит Основная масса: кварцево-полевошпатовая Вкрапленники: альбит — олигоклаз до 10% Обломки (до 60%): альбит, микролиты, фельзиты Обломки (до 80%): кварц, полевой шпат, хлорит, фельзит-порфиры Цемент: кремнисто-хлоритовый материал	2500— —3000	103	2,61 2,55—2,65	4,2 3,7—4,5
				Липаритовые порфиры			70	2,60 2,54—2,64	4,4 3,8—5,1
				Кварцевые альбитофиры и их туфы			62	2,62 2,52—2,65	4,7 4,6—4,8
				Туфы липаритовых порфиров			62	2,58 2,53—2,64	4,9 4,7—5,0
Песчаники, конгломераты				19			2,72 2,66—2,75	—	
Порфиритовая толща		Нижний — средний	Порфиритовая толща	Порфириты роговообманково-пироксено-андезитовые	Основная масса: плагиоклаз, пироксен Вкрапленники (до 15%): плагиоклаз, роговая обманка, пироксен Основная масса: андезин, кварц Вкрапленники: плагиоклаз, пироксен Основная масса: плагиоклаз, хлорит Вкрапленники: плагиоклаз, роговая обманка Цемент: известковый, хлоритовый Обломки: кварц, полевой шпат, порфириты, кварциты, вулкан. стекло	700— —1000	30	2,71 2,67—2,78	5,0 4,9—5,9
				Пироксено-плагиоклазовые порфириты			10	2,80 2,75—2,90	5,1
				Андезитовые порфириты и их туфы			26	2,78 2,71—2,80	5,2 4,7—5,4
				Песчаники, конгломераты			117	2,68 2,58—2,75	4,5 4,1—4,9

1		2	3	4	5	6	7
Сялур		Роговики	Роговая обманка, полевой шпат, кварц	5000	14	$\frac{2,79}{2,72-2,81}$	$\frac{5,2}{4,8-5,4}$
		Порфириды	Основная масса: плагиоклаз, кварц Вкрапленники: плагиоклаз, кварц, полевой шпат, слюда		106	$\frac{2,82}{2,73-3,00}$	$\frac{5,7}{5,2-5,9}$
		Туфопесчаники	—		30	$\frac{2,71}{2,68-2,73}$	$\frac{5,1}{5,0-5,2}$
		Алевролиты, аргелиты, песчаники, конгломераты	Цемент: кварцево-полевошпатовый Обломки: кварц, плагиоклаз, порфириды, сланцы и др.		270	$\frac{2,69}{2,66-2,76}$	$\frac{4,8}{4,0-4,9}$
Ордовик	Средний—верхний	Алевролиты, песчаники, конгломераты	Цемент: слюдяно-глинистый Обломки: эффузивные породы, кварц, калиевый полевой шпат	2000— —2500	56	$\frac{2,67}{2,55-2,76}$	$\frac{5,2}{5,1-5,8}$
		Андезито-дацитовые порфириды	Основная масса: плагиоклаз, кварц Вкрапленники: олигоклаз		24	$\frac{2,67}{2,63-2,68}$	—
		Альбитофиры	Основная масса: кварц, плагиоклаз Вкрапленники: альбит-олигоклаз, карбонат		14	$\frac{2,68}{2,67-2,70}$	—
		Туфы порфиритов	Обломки (до 65%): плагиоклаз, пироксен, порфирит Цемент: полевой шпат, хлорит		25	$\frac{2,79}{2,72-2,89}$	—
		Порфириды среднего состава	Основная масса: плагиоклаз, эпидот, хлорит, кварц Вкрапленники: плагиоклаз		76	$\frac{2,77}{2,74-2,86}$	—
Ордовик		Андезитовые порфириды и их туфы	Основная масса: плагиоклаз, рудный минерал Вкрапленники: пироксен, плагиоклаз		30	$\frac{2,82}{2,78-2,99}$	$\frac{5,5}{5,2-5,7}$
		Андезито-базальтовые порфириды	Основная масса: плагиоклаз, пироксен, кварц Вкрапленники: авгит, плагиоклаз		18	$\frac{2,88}{2,75-2,96}$	$\frac{5,2}{5,1-5,5}$
	Нижний	Кремнистые сланцы	Кремний, карбонаты	500— —800	26	$\frac{2,65}{2,60-2,72}$	—
		Известняки	Кальцит		30	$\frac{2,66}{2,60-2,68}$	4,4
		Кварцевые песчаники	Цемент: полевой шпат, слюда Обломки: кварц		20	$\frac{2,52}{2,49-2,55}$	—
		Яшмы, яшмо-кварциты	Кварц, примеси серицита		57	$\frac{2,64}{2,59-2,78}$	—
Кембрий	Верхний	Пироксено-плагиоклазовые порфириды	Основная масса: плагиоклаз, пироксен Вкрапленники (15%): плагиоклаз, клинопироксен	До 4000	3	2,85	—
		Диабазы	—			2,90	—
		Андезитовые порфириды и их туфы	Основная масса: плагиоклаз, амфибол, альбит Вкрапленники (10%): роговая обманка, плагиоклаз		98	$\frac{2,76}{2,70-2,89}$	$\frac{5,6}{5,1-5,9}$
		Дацитовые порфириды	Цемент: кварц, полевой шпат, хлорит, эпидот Вкрапленники: плагиоклаз, кварц, роговая обманка		25	$\frac{2,67}{2,63-2,68}$	—

1	2	3	4	5	6	7	
	Песчаники, конгломераты	Цемент: кварц, полевой шпат, хлорит Обломки: кварц, полевой шпат, лавы, микрокварциты		34	$\frac{2,67}{2,66-2,72}$	$\frac{5,6}{5,2-6,3}$	
Рифей	Верхний	Лавоагломераты	Обломки: плагиоклаз, кварц, эпидот, порфиры Цемент: кварцево-полевошпатовый Обломки: плагиоклаз, кварц, эпидот Цемент: кварц-эпидото-серицитовый Основная масса: андезин, хлорит, эпидот Вкрапленники: плагиоклазы Основная масса: кварцево-полевошпатовая Вкрапленники: кварц, калишпат	400	53	$\frac{2,74}{2,63-2,83}$	—
		Туфопесчаники			15	$\frac{2,73}{2,68-2,78}$	—
		Порфириты			51	$\frac{2,84}{2,78-2,90}$	—
		Порфиры			57	$\frac{2,75}{2,68-2,83}$	—
	Нижний	Кварциты	Кварц, серицит	700	60	$\frac{2,63}{2,62-2,66}$	—
		Кварцевые порфиры и их туфы, фельзит-порфиры	Основная масса: кварцево-полевошпатовая Вкрапленники: кварц, альбит		152	$\frac{2,60}{2,58-2,68}$	—
		Конгломераты	Цемент: кварцево-хлорито-полевошпатовый Обломки: гранито-гнейсы, порфиройды, кварциты		51	$\frac{2,57}{2,54-2,62}$	—

Протерозой	Верхний	Кварцево - серицитовые сланцы	Кварц, серицит, хлорит, гематит	6000—8000	45	$\frac{2,60}{2,55-2,64}$	—
		Гнейсы	Кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, биотит, мусковит		15	$\frac{2,58}{2,50-2,60}$	—
		Кварцево - слюдяные сланцы	Кварц, мусковит, альбит, биотит, хлорит		230	$\frac{2,62}{2,56-2,68}$	—
		Актинолит - хлоритовые сланцы	Актинолит, эпидот, хлорит, альбит		5	$\frac{2,85}{2,83-2,90}$	—
		Кварцево - слюдяные сланцы	Кварц, полевой шпат, биотит, мусковит		85	$\frac{2,71}{2,59-2,83}$	—
		Кварцево - хлорито - мусковитовые сланцы	Кварц, хлорит, мусковит		32	$\frac{2,63}{2,58-2,67}$	—
		Кварцево - хлоритовые сланцы	Кварц, хлорит, актинолит, плагиоклаз		167	$\frac{2,72}{2,62-2,98}$	4,8
		Кварцево - полевошпатовые сланцы	Кварц (35—40%), калиевый полевой шпат (45—50%), биотит (5—6%)		20	$\frac{2,67}{2,60-2,70}$	—
		Мраморы	Кальцит		27	$\frac{2,77}{2,71-2,85}$	—
		Кварцево - роговообманковые сланцы	Кварц, роговая обманка, хлорит, гематит		14	$\frac{2,82}{2,80-2,90}$	—
		Плагиоклазовые гнейсы	Плагиоклаз, кварц, мусковит		24	$\frac{2,84}{2,71-3,06}$	—
		Плагиоклазо - хлоритовые гнейсы	Плагиоклаз, хлорит, мусковит, гранат, кварц		95	$\frac{2,87}{2,77-2,99}$	—

1	2	3	4	5	6	7	
Протерозой	Верхний	Пироксено - амфиболовые гнейсы	Калиевый полевой шпат, андезин, пироксен, глаукофан, эпидот	6000— —8000	30	2,95 2,91—3,00	—
		Амфиболовые сланцы	Амфибол, плагиоклаз, кварц		44	2,90 2,78—3,00	—
		Амфиболиты, актинолитовые сланцы	Роговая обманка (до 80%), плагиоклаз, кварц		99	3,03 2,94—3,14	5,6
		Порфиритоиды	Основная масса: актинолит, плагиоклаз, эпидот, хлорит Вкрапленники: плагиоклаз		40	2,92 2,90—3,02	—
		Хлорито - актинолитовые сланцы	Актинолит, хлорит, кварц, эпидот, плагиоклаз		4	2,90	—
		Кварцево - слюдяные сланцы	Кварц, калиевый полевой шпат, слюда, серицит		230	2,62 2,56—2,68	—
		Микрокварциты	Кварц, серицит		23	2,63 2,55—2,80	—
		Порфириоиды	Основная масса: кварц, калиевый полевой шпат Вкрапленники: кварц, полевой шпат		54	2,65 2,60—2,67	—
		Кварциты	Кварц, серицит		22	2,62 2,54—2,65	—
					Кремнистые сланцы	Кварц, графит, калиевый полевой шпат	1000— —1500
Протерозой	Нижний	Микрокварциты	Кварц, серицит	1000— —1500	36	2,60 2,56—2,63	4,1
		Кварциты	Кварц (до 95%), серицит		30	2,65 2,63—2,67	5,3 4,8—6,47
		Кварцитовидные сланцы	—		40	2,64 2,62—2,68	—
		Кварцево - полевошпатовые сланцы	Кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, биотит, мусковит		31	2,64 2,62—2,68	—
		Порфириоиды	Калиевый полевой шпат (до 30%), плагиоклаз (до 40%), кварц (до 30%)		45	2,58 2,56—2,63	—
		Кварцевые порфиры	Кварц, полевой шпат, мусковит		100	2,60 2,58—2,62	—
		Порфиритоиды	Роговая обманка, плагиоклаз, кварц		41	2,92 2,82—3,03	—
		Хлорито - актинолитовые сланцы	Актинолит, кварц, плагиоклаз, хлорит		95	2,87 2,77—2,99	—
		Конгломераты	Кварц, слюда, актинолит, графит		40	2,62 2,56—2,65	—
		Кварцево - слюдяно - хлоритовые сланцы	Кварц, слюда, хлорит		230	2,63 2,56—2,68	—
		Кварцево - хлоритовые сланцы	Кварц, хлорит, слюда		167	2,72 2,62—2,98	—

1	2	3	4	5	6	7
Архей (?) — нижний протерозой	Серицито - кварцево - полевошпатовые сланцы	Кварц, серицит, калиевый полевой шпат, мусковит		34	<u>2,64</u> 2,61—2,68	—
	Гнейсы	Кварц, калиевый полевой шпат, мусковит, биотит		73	<u>2,57</u> 2,49—2,64	<u>5,3</u> 5,1—5,4
	Кварцево - полевошпатовые сланцы	Кварц, полевой шпат, мусковит, биотит (до 50%), хлорит		40	<u>2,64</u> 2,67—2,70	<u>4,5</u> 3,8—4,8
	Серицитовые сланцы	Серицит (30%), кварц (80%), хлорит, карбонаты, рудный		40	<u>2,65</u> 2,61—2,68	<u>4,7</u> 4,5—4,9
	Кварциты	Кварц (до 90%), серицит (до 10%)	6000— —8000	105	<u>2,67</u> 2,63—2,73	<u>4,7</u>
	Кварцево - альбито - мусковитовые сланцы	Кварц, альбит, мусковит, хлорит, карбонаты, эпидот		290	<u>2,67</u> 2,63—2,75	<u>4,4</u> 4,0—5,8
	Кварцево - хлорито-альбитовые сланцы	Кварц, хлорит, альбит		20	<u>2,74</u> 2,65—2,78	<u>5,76</u> 4,5—6,04
	Кварцево - хлоритовые сланцы	Кварц, хлорит (до 60%), кальцит, эпидот		18	<u>2,84</u> 2,76—3,04	—
	Амфиболовые сланцы	Амфибол, кварц		83	<u>3,01</u> 2,97—3,10	<u>5,1</u> 4,5—5,8
	Слюдяно - полевошпатовые сланцы	Плагиоклаз (25—40%), кварц (20—40%), биотит (25—30%), мусковит (5—10%)		10	—	<u>5,3</u> 5,1—5,53
	Гнейсы плагиоклазовые	Плагиоклаз, мусковит, кварц, гранат		73	<u>2,74</u> 2,72—2,78	—
	Гранатовые амфиболиты	Роговая обманка (50—70%), плагиоклаз (10—15%), гранат (15—20%)			3,20	—
	Амфиболиты	Роговая обманка, кварц, плагиоклаз		95	<u>3,00</u> 2,95—3,07	<u>5,6</u> 3,7—6,6

этих двух крайних групп пород достигает $0,3 \text{ г/см}^3$. Промежуточная величина плотности ($2,7—2,9 \text{ г/см}^3$) относительно указанных групп свойственна мраморам, плагиоклазовым гнейсам, кварцево-сланцевым сланцам. Средневзвешенное значение плотности пород архея в районе Арганатинского антиклинория равно $2,78 \text{ г/см}^3$, а в районе Эскулинского купола — $2,90 \text{ г/см}^3$, для пород из Сарысу-Тенизского водораздела оно не превышает $2,67 \text{ г/см}^3$.

Скорость распространения продольных волн, как и плотность, колеблется в широких пределах. Максимальная скорость V_p присуща амфиболитам, амфиболовым сланцам. В среднем она составляет $5,6—6,5 \text{ км/сек}$. Относительно низкая скорость V_p в кварцитах, кварцево-сланцевых сланцах (не более 5 км/сек). Электросопротивление пород наиболее повышено у кварцитов ($15\,000 \text{ ом}\cdot\text{м}$), мраморов ($3700—5800 \text{ ом}\cdot\text{м}$), порфиритоидов ($6000 \text{ ом}\cdot\text{м}$). Кварцево-сланцевые ($190—1000 \text{ ом}\cdot\text{м}$) и кварц-хлоритовые сланцы ($360 \text{ ом}\cdot\text{м}$) имеют более низкое сопротивление.

Породы нижнего протерозоя залегают резко несогласно на архейских отложениях и представлены различными сланцами, кварцитами, гнейсами, порфиридами общей мощностью до $1000—1500 \text{ м}$. Образования нижнего протерозоя метаморфизованы в фации зеленых сланцев и характеризуются более низкими плотностными и скоростными параметрами по сравнению с породами архея. Так, средневзвешенные значения плотности для нижнепротерозойского комплекса по районам распределяются следующим образом: на юге Улутау — $2,65 \text{ г/см}^3$, а на юге Сарысу-Тенизского поднятия — $2,60 \text{ г/см}^3$.

Верхний протерозой представлен кварцитами, амфиболитами, порфиритоидами, гнейсами, сланцами, порфиридами и железистыми кварцитами. Мощность толщи достигает $6000—8000 \text{ м}$. Все породы верхнего протерозоя подвержены региональному метаморфизму, который вызвал их зеленокаменное перерождение.

Плотность и скорость V_p пород верхнего протерозоя резко отличаются от аналогичных параметров пород нижнего протерозоя. Плотность их в целом выше и колеблется от $2,60$ до $3,15 \text{ г/см}^3$. Такой широкий диапазон изменения плотности связан с пестротой петрографического состава пород. Высокая плотность характерна для амфиболитов и амфиболовых ($2,9—3,1 \text{ г/см}^3$), хлоритовых ($2,8 \text{ г/см}^3$) и полевошпатовых сланцев ($2,7 \text{ г/см}^3$). Наряду с ними следует отметить порфиритоиды ($2,9 \text{ г/см}^3$), кварцево-эпидотовые сланцы, эпидозиты ($2,9—3,1 \text{ г/см}^3$) и мраморы ($2,75—2,8 \text{ г/см}^3$). Более кислые кварцосодержащие породы имеют низкую плотность ($2,58—2,64 \text{ г/см}^3$). Средневзвешенное значе-

ние плотности для верхнего протерозоя близко к $2,8 \text{ г/см}^3$. Электросопротивление пород этой толщи таково: кварцитов — 2400—11 000 *ом·м*, порфиридов — 750—1500 *ом·м*, туфов — 830—2700 *ом·м*.

К нижнему рифею отнесен мощный (2500—3000 *м*) комплекс, состоящий из микрокварцитов, яшм и в меньшей степени песчаников, алевролитов, аргиллитов. В составе пород среднего рифея преобладают эффузивы базальтового ряда: спилиты, диабазы, пироксен-плаггиоклазовые порфириты и их туфы. Яшмы в разрезе редки. Мощность пород среднего рифея 3000—3500 *м*. К нижнему рифею приурочены [51] также высокоомные кварциты (10 000—14 500 *ом·м*), кварцитовидные сланцы (1700 *ом·м*) и кварцитовые песчаники (500—1500 *ом·м*).

Плотность метаморфизованных осадочных и кислых вулканогенных образований нижнего рифея повсеместно относительно низка, что объясняется преобладанием в разрезе пород кислого состава (табл. 8). Она колеблется в пределах $2,6—2,75 \text{ г/см}^3$. Средневзвешенное значение плотности пород в Атасуйском и Актау-Моинтинском антиклинории равно $2,65 \text{ г/см}^3$, а в Улутауском поднятии — $2,68 \text{ г/см}^3$. В Актау-Моинтинском антиклинории развиты порфириды с плотностью $2,66 \text{ г/см}^3$, возраст которых датируется как рифейский. Невелика в них и скорость V_p ($4,8—5 \text{ км/сек}$). Плотность пород среднего рифея резко отличается от плотности пород нижнего рифея. Повышенная она у порфиритов основного состава и их туфов — $2,8—2,9 \text{ г/см}^3$. У метаморфизованных песчаников и порфиритов среднего состава плотность соответственно равна $2,74—2,76 \text{ г/см}^3$.

Кембрийские отложения встречаются в Центральной части Сарысу-Тенизского поднятия, где они с резким углом несогласием залегают на докембрийских образованиях. Кембрий представлен только верхним отделом, разделенным на две толщи. Нижняя, эффузивно-осадочная толща сложена диабазами, порфиритами и их пирокластами с резкими прослоями яшм и кремнистых пород, различными песчаниками и конгломератами. Мощность толщи 1500 *м*. Верхняя толща состоит из песчаников, аргиллитов, алевролитов, кремнистых сланцев и яшм. Ее мощность 650 *м*. Общая мощность кембрийских образований достигает 4000 *м*.

Верхнекембрийским отложениям присущи повышенные плотность и скорость V_p . Песчаники, конгломераты и дацитовые порфириты, залегающие в их основании, имеют плотность $2,67—2,68 \text{ г/см}^3$. Скорость в них колеблется в пределах $5,2—6,3 \text{ км/сек}$. Плотность диабазов и пироксено-плаггиоклазовых порфиритов, находящихся в верхней части разреза, достигает $2,85—2,90 \text{ г/см}^3$. Плотность андезитовых

порфиринов и их туфов, слагающих среднюю часть разреза, равна $2,76 \text{ г/см}^3$, а скорость продольных волн — $5,6 \text{ км/сек}$. На рифейских отложениях залегают конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты и микрокварциты среднего кембрия — нижнего ордовика [51]. Полная мощность пород составляет 2500—3000 м. Эти отложения в Атасуйском антиклинории имеют пониженные физические свойства. Плотность их не превышает $2,7 \text{ г/см}^3$ ($2,64$ — $2,65 \text{ г/см}^3$), а скорость в породах — 5 км/сек . Электросопротивление эффузивных пород, по данным ВЭЗ, колеблется от 120 до 4000 ом·м, а у терригенных оно ниже (100—1000 ом·м).

Ордовик представлен всеми тремя отделами. *Нижнеордовикские* образования широко развиты в районе гор Кушеке, где они залегают со значительным размывом на породе верхнего кембрия. Этот отдел состоит из переслаивающихся яшм, яшмо-кварцитов, кремнистых и известковистых аргиллитов, кварцевых песчаников и кремнистых сланцев. Мощность пород 500—800 м. Примерно такими же физическими свойствами, как нерасчлененные среднекембрийско-нижнеордовикские в Атасуйском антиклинории, характеризуются породы нижнего ордовика в Сарысу-Тенизском поднятии. Плотность изменяется от 2,52 до $2,66 \text{ г/см}^3$ при наиболее вероятном средневзвешенном значении $2,65 \text{ г/см}^3$.

Средне-верхнеордовикские отложения в Сарысу-Тенизском поднятии с размывом залегают на нижнем ордовике или на породах верхнего кембрия. Представлены они вулканогенными образованиями андезито-базальтового состава. Мощность их 1000—2500 м. Наиболее полный разрез нерасчлененного среднего — верхнего ордовика обнажен на р. Жаксы-Кон, где наблюдаются плагиоклаз-роговообманковые порфириды, туфы андезитовых порфиринов, андезитовые порфириды, туфогенные песчаники, конгломераты, песчаники, известковые песчаники, известняки, общая мощность которых 2000—2500 м.

Отложения нижнего — среднего ордовика известны также в Актау-Моинтинском антиклинории [51]. Здесь они представлены аркозовыми и кварцевыми песчаниками с прослоями алевролитов, конгломератов, известняков и гравелитов. Мощность их 2000 м.

Как видно, в двух районах — Сарысу-Тенизском и Атасуйском (Атасуйский и Актау-Моинтинский антиклинории, Атасуйский синклинорий) — отложения нижнего — среднего ордовика существенно различаются по литологии и физическим свойствам.

Аномально высока плотность пород среднего — верхнего ордовика в Сарысу-Тенизском поднятии, где разрез можно разделить на три части. В нижней (андезито-базальтовые

Стратиграфическая колонка и физические свойства горных пород Атасуйского района

Возраст		Породы	Состав	Мощность, м	Количество образцов	Плотность, г/см ³ , средняя		Скорость, км/сек, средняя	
1	2					min—max		min—max	
1	2	3	4	5	6	7		8	
Карбон	Визе	Алевролиты, песчаники, известняки	—	250—300	15	2,516 2,31—2,78		3,2 2,7—3,5	
	Турне	Алевролиты, песчаники Известняки	Обломки (до 80%): кварц, полевой шпат Цемент: карбонатный, глинистый Карбонаты (кальцит), кварц (до 1%)	500—700	40 74	2,65 2,6—2,72 2,686 2,63—2,73		4,8 4,3—5,0 4,8—5,8 4,1—6,0	
Девон	Верхний	Алевролиты	—	—	10	2,64 2,58—2,68		4,1 3,5—4,8	
		Известковистые песчаники	Цемент: известковистый, глинистый Обломки: кварц, полевой шпат, эффузивы	400—600	78	2,60 2,03—2,78		4,5 4,0—5,1	
		Известняки	Кальцит, кварц (2%), органическое вещество	—	66	2,695 2,67—2,74		6,0 5,8—6,30	
		Красноцветные алевролиты, песчаники, конгломераты	Обломки: кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, эффузивные породы Цемент: кварцево-глинистый	500—1100	60	2,5 2,2—2,7		3,5 3,2—3,7	
Средний—верхний	Туфопесчаники	—	—	16	2,69 2,68—2,73		—		
Девон	Средний—верхний	Туфы липаритового состава	Обломки (40%): андезин, пироксен, порфириты Основная масса: кварц-полевошпатовая	500—1400	293	2,62 2,51—2,75		4,5 4,0—4,8	
		Порфириты кислого состава	Основная масса: полевой шпат Вкрапленники: плагиоклаз, кварц, пироксен	—	217	2,64 2,40—2,72		4,8 3,7—5,1	
		Кварцевые порфиры, фельзит-порфиры и их туфы	Основная масса: кварц-полевошпатовая Вкрапленники: кварц (6%), ортоклаз (20%)	—	641	2,643 2,51—2,78		4,5 4,8—4,9	
		Песчаники, конгломераты	Цемент: песчанистый Обломки: эффузивные породы, кварциты	—	23	2,708 2,66—2,74		4,5 4,4—4,7	
	Нижний—средний	Туфы кварцевых альбитофиров, альбитофиров	Основная масса: фельзитовая Вкрапленники: альбит, кварц	—	73	2,69 2,62—2,79		5,2 5,0—5,4	
		Порфириты миндаляковые	Основная масса: плагиоклаз, стекло Вкрапленники: плагиоклаз (35%), пироксен (20%)	—	30	2,80 2,61—2,81		5,0 4,5—5,6	
		Песчаники	Цемент: песчанистый Обломки: порфириты, порфиры, кварциты, кварц, полевой шпат	1300—2000	23	2,708 2,66—2,74		4,5 4—4,8	
		Плагиоклазовые порфириты	Основная масса: плагиоклаз Вкрапленники: плагиоклаз Обломки (30%): андезин, ортоклаз, кварц	—	111	2,675 2,63—2,73		4,8 4,4—5,0	
	Туфы дацитового состава	Основная масса: кварц-полевошпатовая	—	96	2,670 2—61—2,79		4,0 3,7—4,2		

1	2	3	4	5	6	7	8
Девон	Нижний-средний	Туфогенные песчаники Андезитовые порфириты и их туфы	Обломки: порфириты, порфиры Цемент: кварц-полевошпатовый Основная масса: плагиоклаз, пироксен Вкрапленники: андезин (15%)	1300—2000	16	2,69	4,2
					161	2,68—2,73	4—4,3
							2,78
						2,71—2,84	4,2—6,0
Силур		Филлитовые сланцы Гравелиты, алевролиты, песчаники, конгломераты	— Цемент: кварц-полевошпатовый, хлоритовый Обломки: кварц (30%), плагиоклаз (5%), калиевый полевой шпат (20%), микрокварциты	5000—7000	6	2,66	5,2
					162	2,64—2,68	4,2—6,0
							2,68
						2,61—2,74	4—4,9
Ордовик	Верхний-средний	Известняки, песчаники, алевролиты, конгломераты	Известняки: кальцит Обломочные породы имеют цемент серицито-кремнистый Обломки: кварц, полевые шпаты, кварциты, порфиroidы, порфиры	1000—1500	32	2,66	4,7
						2,62—2,71	4,4—5,2
Кембрий	Средний кембрий-нижний ордовик	Микрокварциты, кварциты Алевролиты, песчаники, конгломераты	Кварц, редкие вкрапленники рудного минерала Цемент: кварц-хлорито-серицитовый Обломки: кварц (до 60%), полевой шпат (до 30%), кварциты, граниты, яшмы, эффузивы, обломки пород (до 30%)	2500—3000	57	2,641	4,6
					40	2,59—2,78	4,4—5,0
							2,66
						2,64—2,69	—

Рифей	ерементгауская серия	Микрокварциты, яшмы	Кварц, чешуйки серицита	2500—3000	58	2,66	4,95
		Порфириты и их туфы	Основная масса: кварц-полевошпатовая Вкрапленники: плагиоклаз, кварц, роговая обманка		63	2,766	4,4
					—	2,72—2,84	3,9—4,7
		Диабазовые порфириты, их туфы и спилиты	Основная масса: плагиоклаз, пироксен Вкрапленники: плагиоклаз, пироксен		—	2,80—2,90	—
	Песчаники, конгломераты	Цемент: хлоритовый с примесью карбоната Обломки: кварц, плагиоклаз, пироксен, микрокварциты	3	2,65	—		
акдымская серия	Порфиroidы Серицито-кварцевые сланцы Яшмы, кварциты, микрокварциты	Кварц, серицит — Кремний, кварц (до 96—98%), примесь серицита	2500—3000	60	2,68	4,3—5,6	
				15	2,65—2,69	—	
					143	2,60	—
							2,56—2,66
						2,65	4,76
						2,61—2,71	3,8—5,4

порфириты и их туфы) плотность пород 2,82—2,88 г/см³. Скорость V_p в эффузивах основного состава колеблется от 5,2 до 5,8 км/сек. Средняя часть разреза сложена порфиритами среднего состава и их туфами. Плотность их равна 2,78 г/см³. Выше залегают альбитофиры и их туфы, андезито-дацитовые порфириты, конгломераты и песчаники, средняя плотность которых не превышает 2,67—2,68 г/см³, а скорость V_p в образцах этих пород колеблется от 5,1 до 5,8 км/сек.

В Сарысу-Тенизском поднятии физические свойства пород среднего и верхнего ордовика довольно устойчивы по всему району. Так, средневзвешенная плотность пород в Жамантасской горст-антиклинали равна 2,77 г/см³, а в Теректинской — 2,76 г/см³.

Терригенные отложения (песчаники, конгломераты, известняки и др.) среднего — верхнего ордовика в Актау-Моинтинском антиклинории по физическим свойствам не дифференцируются. Как песчаники, конгломераты, так и известняки имеют интервал плотности 2,62—2,71 г/см³ при среднем значении 2,66 г/см³. Скорость волн изменяется от 4,4 до 5,2 км/сек.

Отложения *силура* в Сарысу-Тенизском поднятии представлены пестроцветными алевролитами и зелено-серыми полимиктовыми песчаниками, аргиллитами, алевролитами и редко известняками. В низах разреза среди отмеченных пород наблюдаются линзы конгломератов и прослои вулканогенных пород основного и среднего состава. Силурийские породы лежат резко несогласно на породах ордовика. Мощность их около 5000 м [59].

В Актау-Моинтинском антиклинории отложения *силура* состоят из зеленоцветных и пестроцветных алевролитов, песчаников, конгломератов, гравелитов, кремнисто-глинистых и филлитовых сланцев. Мощность горизонта около 3500 м [51].

Плотность кварцевых и аркозовых песчаников, залегающих в нижней части *силура* Сарысу-Тенизского поднятия, невысокая — 2,63 г/см³. Невелика также скорость V_p в них — 4,4—4,9 км/сек. Сменяющие их выше граувакковые и полимиктовые песчаники имеют плотность около 2,69 г/см³. Скорость V_p в песчаниках варьирует от 4 до 5 км/сек. В разрезе иногда встречаются туфогенные песчаники, плотность и скорость которых равны соответственно 2,70 г/см³ и 5,1 км/сек.

В Актау-Моинтинском антиклинории отложения *силура* характеризуются средней плотностью 2,66—2,68 г/см³ и скоростью около 5,0 км/сек. Физические свойства силурийских пород двух районов, как видно, довольно близки.

Отложения *девона* на площади Сарысу-Тенизского поднятия с резким угловым несогласием залегают на нижнепалеозойских или силурийских породах и представлены осадочно-вулканогенными образованиями. Общая мощность их достигает 7000 м. Здесь они делятся на образования нижнего — среднего и среднего — верхнего девона (жаксыконская серия). Образования нижнего — среднего девона, в свою очередь, подразделяются на две толщи. Нижняя, конгломерато-порфиритовая толща мощностью до 1000—1500 м сложена конгломератами, песчаниками, андезитовыми порфиритами и их туфами. Верхняя толща мощностью 2500—3000 м состоит из вулканогенных пород кислого состава (липаритовых порфиров, альбитофиров, фельзитофиров и их туфов и др.) и налегает несогласно на породы нижней толщи. Отложения девона в Атасуйском синклинории подразделены на вулканогенную ниже-среднедевонскую (андезитовую), живет-франскую (липаритовую) толщи и франский и фаменский ярусы [51].

Андезитовая толща представлена в основном порфиритами андезитового состава и в меньшей мере — агломератовыми туфами андезитовых порфиров, пироксеновыми, андезито-базальтовыми лавами и их пирокластами. В средней и верхней ее частях присутствуют вулканы андезито-дацитового состава, конгломераты и алевролиты. Мощность толщи достигает 2000 м.

Хорошая обнаженность девонских пород в Сарысу-Тенизском поднятии и большое количество картировочных скважин по закрытым участкам в Атасуйском синклинории позволили не только детально изучить их физические свойства, но и сопоставить между собой данные по различным районам.

Порфиритовая толща нижнего — среднего девона в Сарысу-Тенизском поднятии и андезитовая толща в Атасуйском синклинории отличаются повышенными плотностью и скоростью. Обычно разрез начинается конгломератами и песчаниками с плотностью $2,685 \text{ г/см}^3$ (скорость в песчаниках невысокая — $4,5 \text{ км/сек}$). Сменяют их плотные ($2,8—2,88 \text{ г/см}^3$) порфириты основного состава. Повышена и скорость в эффузивных породах — $5—5,2 \text{ км/сек}$. Разрез венчают альбитофиры и их туфы с плотностью $2,69 \text{ г/см}^3$, а скорость в них изменяется от 5 до $5,4 \text{ км/сек}$.

Сравнительно невысоки величины физических показателей эффузивов кислого состава, слагающих альбитофировую толщу. Плотность пород изменяется в узком диапазоне ($2,58—2,62 \text{ г/см}^3$), что характеризует близость минералогического состава различных порфиров и их туфов, которые наиболее развиты в разрезе толщи. Плотность песчаников и

конгломератов, залегающих в основании разреза Сарысу-Тенизского водораздела, равна $2,716 \text{ г/см}^3$, т. е. на $0,03 \text{ г/см}^3$ выше плотности песчаников порфиритовой толщи. Видимо, это объясняется различием состава пород. В песчаниках и конгломератах альбитофировой толщи гальки и обломки представлены в основном порфиритами, в меньшей мере кварцитами, порфирами и другими породами и минералами. Порфириты и туфопесчаники имеют такую же плотность ($2,69—2,71 \text{ г/см}^3$), как песчаники и конгломераты.

Жаксыконская серия отделена от подстилающих образований региональным угловым несогласием и характеризуется резкой фациальной изменчивостью и непостоянством мощности, меняющейся в широких пределах, — от 100 до 5000 м. Закономерным оказывается размещение эффузивных пород [59]. Так, основные эффузивы — диабазовые и андезитовые порфириты — повсеместно приурочены к наиболее глубоким прогибам, все извержения кислых лав — к областям относительных поднятий.

Общий разрез жаксыконской серии состоит из четырех частей, существенно отличающихся друг от друга. В основании залегают пачка песчаниковых пород (красноцветные песчаники, конгломераты, алевролиты) с плотностью $2,697 \text{ г/см}^3$ и со скоростью волн в них $5,3 \text{ км/сек}$, мощность их 600 м. Выше располагается диабазово-порфиритовая толща с плотностью пород $2,84 \text{ г/см}^3$. Скорость равна $5,2 \text{ км/сек}$, мощность — 1300 м. Над ней лежит терригенная (известковистые песчаники, мергели, алевролиты) толща мощностью около 700 м. Разрез венчается пачкой красноцветных конгломератов и песчаников, мощность которых составляет 600 м. Суммарная мощность серии 3200 м.

Верхняя красноцветная толща песчаников и порфиров кислого состава характеризуется пониженной плотностью, изменяющейся от $2,55$ до $2,7 \text{ г/см}^3$.

Липаритовая толща в Атасуйском синклинии (средний и верхний девон) представлена разнообразными вулканокластическими породами, среди которых наиболее обычны кристаллические зернистые туфы и игнимбриты, составляющие до 80% мощности толщи. Туфы и лавы кислого состава и терригенные отложения имеют подчиненное значение. Мощность толщи достигает 1400 м.

Физические свойства липаритовой толщи Атасуйского района соответствуют физическим свойствам пород альбитофировой толщи из Сарысу-Тенизского поднятия. Плотность изменяется в пределах $2,60—2,65 \text{ г/см}^3$. Скорость волн невелика ($4—4,5 \text{ км/сек}$).

Отложения франского яруса — это красноцветные конгломераты, песчаники и алевролиты с отдельными гори-

зонтами эффузивов основного состава общей мощностью от нескольких десятков до 300—500 м. Плотность пород ($2,60 \text{ г/см}^3$) и скорость продольных волн ($3,5\text{—}4 \text{ км/сек}$) в красноцветных отложениях франского яруса невысокие.

Фаменский ярус мощностью 400—600 м сложен известняками, известковистыми песчаниками, алевролитами, мергелями и доломитами. Эти отложения венчают разрез девона и трансгрессивно налегают на разновозрастные породы. Повсеместно фаменские известняки имеют довольно постоянную плотность около $2,70 \text{ г/см}^3$. Так, плотность известняков в Сарысу-Тенизском поднятии — $2,70 \text{ г/см}^3$, а в Атасуйском синклинии — $2,695 \text{ г/см}^3$. Высока и выдержанна скорость продольных волн в известняках ($5,4\text{—}6 \text{ км/сек}$). Физические свойства глинистых известняков и песчаников отличаются от таких же параметров известняков; плотность глинистых известняков равна $2,60 \text{ г/см}^3$, а песчаников — $2,56\text{—}2,60 \text{ г/см}^3$. По сопротивлению породы девонской системы заметно дифференцированы. Наиболее высокое оно у известняков ($1000\text{—}2500 \text{ ом}\cdot\text{м}$), эффузивов ($100\text{—}6000 \text{ ом}\cdot\text{м}$). У терригенных пород сопротивление обычно не превышает $1000 \text{ ом}\cdot\text{м}$.

Отложения каменноугольной системы широко распространены на площади Сарысу-Тенизского поднятия и Атасуйского района. Они связаны с фаменскими известняками постепенными переходами [51, 100]. Каменноугольная система представлена тремя отделами с выделенными в них ярусами и подъярусами.

Турнейский ярус сложен различными серыми массивными и слоистыми известняками, в подчиненном количестве встречаются мергели, песчанистые известняки и известковистые песчаники. Литологический состав образований турне постоянный по всей площади. Мощность их колеблется от 1200 до 2100 м.

Визейский ярус состоит из переслаивающихся известняков, мергелей, песчаников, алевролитов и аргиллитов общей мощностью до 2000 м.

Из образований нижнего карбона более повышенную и устойчивую плотность имеют известняки турне ($2,69 \text{ г/см}^3$) и визе ($2,645 \text{ г/см}^3$). Скорость V_p в известняках достигает $5,5\text{—}6,0 \text{ км/сек}$. Песчаники, алевролиты, мергели и окремненные известняки характеризуются большим диапазоном изменения физических свойств, что связано с физическим состоянием пород. Как правило, они выветрелые, трещиноватые, и плотность их колеблется от $2,5$ до $2,7 \text{ г/см}^3$.

Отложения среднего — верхнего карбона с резким несогласием располагаются на подстилающих образованиях нижнего карбона. В основании разреза залега-

ют конгломераты, которые выше сменяются переслаиваемыми полимиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами. Мощность пород 1500—1700 м.

На юге Сарысу-Тенизского поднятия довольно уверенно устанавливаются повышенные плотность и скорость упругих волн в отложениях среднего — верхнего карбона. Все изученные породы рассматриваемого возраста объединены в две группы: красноцветные и сероцветные. Красноцветные — это песчаники, алевролиты и аргиллиты (900 образцов). Интервал изменения плотности для этих пород довольно широкий — от 2,52 до 2,72 г/см³ при среднем ее значении 2,663 г/см³. Скорость в красноцветных породах находится в диапазоне 4,5—5,4 км/сек. Для сероцветных песчаников, конгломератов, алевролитов и аргиллитов (550 образцов) плотность изменяется от 2,56 до 2,72 г/см³. Около 60% изученных образцов имеют плотность 2,65—2,70 г/см³ при среднем значении 2,672 г/см³. Скорость волн изменяется от 4,5 до 5,2 км/сек. Как видно, разноцветным породам присущи близкие плотности и скорости.

Пермские отложения подразделены на жиделисайскую и кенгирскую свиты и развиты на юге Сарысу-Тенизского поднятия. В основании жиделисайской свиты располагаются средне- и крупногалечные конгломераты, переходящие выше в гравелиты, кремнистые песчаники и алевролиты. Мощность свиты 800 м. Эта свита согласно залегает на нижележащих породах. Плотность пород 2,65—2,67 г/см³. Скорость продольных волн изменяется от 3,5 до 4,5 км/сек.

Кенгирская свита сложена мергелями, мергелистыми и доломитизированными известняками, песчаниками и глинами. Мощность ее 800 м. Свита характеризуется довольно изменчивыми физическими свойствами. Плотность мергелей варьирует от 2,40 до 2,61 г/см³ при среднем значении 2,50 г/см³. С глубиной она резко возрастает и, например, на глубине 100 м равна 2,61 г/см³. Скорость в мергелях колеблется в пределах 3,4—5,4 км/сек. Плотность песчаников (2,64 г/см³) и известняков (2,66 г/см³) также невысоки. Скорость в известняках достигает 5,8—6,0 км/сек.

Мезозойские образования представлены корой выветривания, развитой на различных палеозойских породах.

Юрские осадки сложены конгломератами, песчаниками и углистыми алевролитами. Мощность слоя около 100 м.

Отложения мела состоят из пестроцветных глин мощностью 50—60 м. Плотность глин не превышает 1,9—2,2 г/см³.

Отложения палеогена и неогена, включающие пестроцветные глины, песчаники, суглинки, имеют низкую плотность (1,6—2,0 г/см³). Низка также и скорость V_p в них, которая изменяется от 400 до 1500 м/сек. Мощность кайно-

зойских отложений 100—150 м. Удельное сопротивление глин, суглинков, песчаников и песков мезозойской и кайнозойской систем очень низко. Как правило, оно не превышает 100 ом·м.

Интрузивные образования и их физические свойства

В западной части Центрального Казахстана развиты различные интрузивные образования, которые характеризуются разнообразным петрографическим составом и возрастом. Наиболее древним является архейский комплекс габбро-амфиболитов, затем по времени внедрения следуют протерозойские и рифейские гранито-гнейсы, ордовикские основные и ультраосновные интрузии, интрузии дониждедевонских, среднедевонских и верхнедевонских диоритов, гранодиоритов и гранитов, плагиоклазовые и диабазовые порфириты среднекаменноугольного возраста и, наконец, пермские граниты [51, 59].

В районе повсюду и чаще всего встречаются гранитоиды. Плотность гранитов изменяется в пределах 2,50—2,72 г/см³ (рис. 1). Относительно низка плотность у лейкократовых гранитов, гранит-порфиров (2,55—2,60 г/см³) и повышена у биотитовых и роговообманковых (2,65—2,69 г/см³). Скорость V_p в гранитах в приповерхностных условиях изменяется от 3 до 5 км/сек (табл. 9).

Породы основного состава — габбро, габбро-диориты и диабазы — характеризуются повышенными физическими параметрами. Плотность их колеблется от 2,9 до 3,0 г/см³, а скорость — от 5,5 до 6,2 км/сек. Физические свойства диоритов и диорит-порфиритов по величине показателей находятся между физическими свойствами описанных выше гранитов и габбро.

Ультраосновные породы распространены ограниченно. Плотность пироксенитов — 3,15—3,30 г/см³, в то время как у серпентинитов, образовавшихся по пироксенитам, она не превышает 2,58—2,60 г/см³.

Подавляющая часть интрузивных массивов находится внутри нижнего структурного этажа Атасуйского и Актау-Моинтинского антиклинориев и верхнего структурного этажа Сарысу-Тенизского поднятия. Возраст интрузивных пород различный. Нами рассмотрен вопрос об изменении физических свойств пород в зависимости от их возраста и местоположения (в нижнем или верхнем этаже). Проведенный анализ показывает, что физические свойства интрузивных пород в основном соответствуют их петрографической классификации. По мере повышения содержания кремнезема плотность и скорость распространения волны увеличиваются.

Влияние возраста и современного положения породы в разрезе на физические свойства интрузивных пород при атмосферных условиях не устанавливается. Гранито-гнейсы протерозоя имеют такую же плотность, как граниты девона.

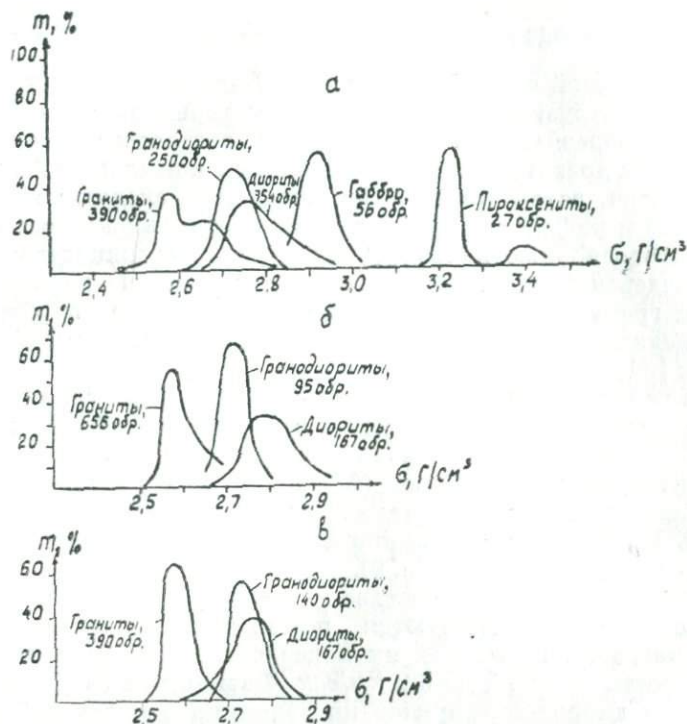


Рис. 1. Вариационные кривые плотности интрузивных пород. Районы: а — Сарысу-Тенизский, б — Улутауский, в — Атасуйский.

Средняя плотность гранитов, например, в Сарысу-Тенизском поднятии $2,611 \text{ г/см}^3$, в Атасуйском антиклинории — $2,60 \text{ г/см}^3$. Заметных изменений плотности не наблюдается. Удельное сопротивление габбро, гранитов и гранодиоритов значительно выше, чем серпентинитов и пироксенитов. У первых оно варьирует в пределах $100-8000 \text{ ом}\cdot\text{м}$, для серпентинитов в зависимости от содержания вторичного магнетита резко падает до $10-100 \text{ ом}\cdot\text{м}$.

Изложенные выше данные о геологическом строении Успенской тектонической зоны и прилегающих районов и о физических свойствах горных пород позволяют сделать следующие выводы.

1. В описываемых районах отмечается большое разнообразие горных пород, охватывающих почти всю геохронологическую шкалу и стратиграфическую колонку от метаморфических образований докембрия до рыхлых осадков кайнозоя. Наибольшее значение в геологическом строении имеют докембрийские и палеозойские образования. Они пережили сложную геологическую историю от начальной стадии геосинклинального развития до становления платформы [24]. За этот грандиозный отрезок времени отложения претерпели воздействие многократных фаз тектогенеза и подвергались многочисленным дислокациям. В результате они приобрели сложную морфологию многоярусного строения и образовали складчатое основание Центрального Казахстана. В земной коре сформировались структурные ярусы, этажи, представляющие собой крупные толщи, ограниченные поверхностями крупных региональных несогласий. Углы наклона поверхности несогласия обычно не превышают 10° . Частые перерывы в осадконакоплении, периоды интенсивной эрозионной деятельности, смена вещественного состава наряду с поверхностями несогласия создавали и границы раздела физических свойств земной коры.

При общем постоянном уменьшении плотности и скорости V_p снизу вверх в геологическом разрезе отмечаются следующие границы заметного перепада физических свойств: между докембрием и кембрием, между нижним палеозоем и силуром, между порфиритовой и альбитофировой толщами нижнего — среднего девона, между фаменскими, турнейскими отложениями и отложениями визе и между палеозоем и кайнозоем.

2. Большая изменчивость и частое чередование плотностных и упругих свойств пород по вертикали отражает характер тектонических подвижек, другими словами, особенности магматической деятельности.

Так, в верхнем протерозое, верхнем рифее, верхнем кембрии, среднем — верхнем ордовике и нижнем — среднем девоне (порфиритовая толща) на Сарысу-Тенизском поднятии происходили излияния магм основного и среднего состава, что привело к обогащению геологического разреза плотными породами. В эпохи, когда территория находилась в условиях затишья (в смысле магматической деятельности), когда преобладающими процессами были перенос и переотложение излившегося ранее материала (нижний протерозой, нижний рифей, нижний ордовик, силур), когда изливалась однообразная магма кислого состава (альбитофировая толща), дифференциация в физических свойствах пород ослабела и их абсолютные величины упали. Отсюда вытекает очень важный вывод о том, что геологическое несогласие

Физические свойства интрузивных пород

Район	Возраст	Породы	Минералогический состав	Количество образцов	Плотность, г/см ³ , средняя		Скорость, км/сек, средняя	
					min—max	min—max		
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Эсхулинское поднятие	Протерозой	Габбро	Роговая обманка, эпидот (7%), хлорит, сфен	60	2,98 2,93—3,03	—		
	»	Гранито-гнейсы	Плагиоклаз (до 40%), кварц (до 40%), калиевый полевой шпат (до 20%), мусковит (до 10%)	20	2,608 2,58—2,63	—		
	Ордовик	Гранодиориты	Плагиоклаз (андезин), амфибол, кварц, рудный минерал	33	2,68 2,65—2,75	—		
	»	Граниты	Кварц, полевой шпат, серицит, рудный минерал	68	2,623 2,57—2,66	—		
Майткбинский антиклинорий	Протерозой	Диабазы	Плагиоклаз, моноклин, пироксен, эпидот, магнетит	45	2,91 2,81—3,0	—		
	»	Метадиабазы	Плагиоклаз, лейкоксен, эпидот, хлорит, роговая обманка	12	2,95 2,87—3,02	—		
	Средний девон	Диориты кварцевые	Плагиоклаз, роговая обманка, калиевый полевой шпат, кварц, магнетит, сфен	50	2,79 2,72—2,89	—		
	То же	Диорит-порфириты	Плагиоклаз, роговая обманка, хлорит, эпидот, кварц (7%), магнетит (1—2%)	16	2,79 2,74—2,90	—		
Майткбинский антиклинорий	Средний девон	Гранодиориты	Роговая обманка, полевой шпат, кварц, эпидот, хлорит	75	2,73 2,7—2,76	—		
	То же	Граниты биотитовые	Кварц (до 30%), калиевый полевой шпат (40%), плагиоклаз кислого состава (25%), биотит (5%)	25	2,64 2,6—2,70	—		
	» »	Граниты	Кварц (25%), плагиоклаз кислый (5%), микроклин (35%), мусковит, биотит	168	2,60 2,52—2,67	—		
Удугтау-Арганагинское поднятие	Ордовик	Пироксениты	Пироксен, оливин, амфибол, серпентин	15	3,14 3,10—3,16	5,7 5,2—5,9		
	»	Серпентиниты	Антигорит, серпентин, магнетит вторичный (3—15%)	31	2,58 2,55—2,65	4,3 3,9—4,8		
	Средний девон	Граниты биотито-роговообманковые	Олигоклаз (35—40%), калиевый полевой шпат (30—35%), кварц (20—25%), роговая обманка (7%), биотит (9%)	70	2,665 2,64—2,68	—		
	То же	Плагиограниты	Олигоклаз (55%), кварц (15%), калиевый полевой шпат (20%), роговая обманка (до 10%)	33	2,639 2,60—2,68	—		
	» »	Граниты	Кварц, калиевый полевой шпат, биотит, плагиоклаз	25	2,60 2,58—2,62	—		
	» »	Граниты лейкократовые	Кварц (35%), калиевый полевой шпат (30%), плагиоклаз (30%), биотит (до 5%)	55	2,581 2,56—2,59	—		
	» »	Спессартиты	Плагиоклаз (средний), роговая обманка (35%), эпидот, хлорит	9	2,78 2,73—2,84	5,4		
	» »	Гранодиориты	Плагиоклаз (35%), роговая обманка и биотит (25—30%), калиевый полевой шпат (20%), кварц (15%)	10	2,72 2,70—2,75	4,6		

1	2	3	4	5	6	7
Терек-тинская горст-антиклиналь	Девон	Граниты биотитовые	Плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, биотит	72	$\frac{2,68}{2,68-2,80}$	$\frac{5,04}{4-5,2}$
Карамендинская горст-антиклиналь	Средний девон	Габбро	Плагиоклаз, пироксен, рудный минерал	39	$\frac{2,907}{2,88-2,93}$	$\frac{5,6}{4,6-5,9}$
	То же	Габбро-диориты	—	44	$\frac{2,864}{2,79-2,93}$	$\frac{5,6}{4,5-5,8}$
	» »	Диориты	Плагиоклаз (50%), кварц (2—3%), роговая обманка (15—20%), рудный минерал, биотит (5—7%)	28	$\frac{2,833}{2,80-2,87}$	$\frac{5,0}{4,8-5,8}$
	» »	Диорит-порфириты	Плагиоклаз, роговая обманка, кварц	45	$\frac{2,792}{2,66-2,94}$	$\frac{5,3}{5,1-5,4}$
	» »	Гранодиориты	Плагиоклаз (35%), микроклин (20%), роговая обманка (5%), биотит (10%), кварц (25%)	32	$\frac{2,734}{2,65-2,75}$	$\frac{4,6}{4,6-5,2}$
	» »	Граниты биотитовые	Ортоклаз, плагиоклаз, кварц, биотит, эпидот, рудный минерал	43	$\frac{2,709}{2,64-2,74}$	$\frac{5,0}{4,5-5,2}$
	» »	Граниты	Калиевый полевой шпат, олигоклаз, кварц, амфибол (1%)	77	$\frac{2,658}{2,61-2,70}$	$\frac{4,5}{4,4-4,6}$
	» »	Гранит-порфиры	Основная масса: кварц-полевошпатовая, биотит, хлорит Вкрапленники: плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц	78	$\frac{2,592}{2,54-2,65}$	$\frac{5,0}{4,8-5,6}$
	» »	Сиениты роговообманковые	—	44	$\frac{2,86}{2,78-2,93}$	$\frac{5,1}{5,0-5,6}$
Джамангаская горст-антиклиналь	Средний девон	Диориты, габбро-диориты	Роговая обманка, полевой шпат, кварц, биотит	10	$\frac{2,82}{2,7-2,84}$	$\frac{4,4}{4,1-4,5}$
	То же	Гранодиориты	Плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, роговая обманка, биотит, пироксен, рудный минерал	30	$\frac{2,61}{2,59-2,64}$	$\frac{4,9}{4,8-5,0}$
	» »	Граниты	Калиевый полевой шпат, олигоклаз, кварц, биотит, рудный минерал	31	—	—
Кирейская горст-антиклиналь	Нижний девон	Пироксениты	Пироксен (50—60%), роговая обманка (15—20%), оливин (25—30%), хлорит (2—3%)	49	$\frac{2,78}{2,74-2,81}$	$\frac{4,4}{4,0-4,7}$
	То же	Диориты кварцевые	Роговая обманка, плагиоклаз, кварц, биотит, рудный минерал	59	$\frac{2,58}{2,53-2,64}$	$\frac{4,2}{2,4-5,3}$
	Средний девон	Граниты	Ортоклаз, олигоклаз, кварц, биотит, рудный минерал	140	—	—
Куяндинская горст-антиклиналь	Нижний девон	Гранодиориты	Плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, биотит, роговая обманка (15—18%)	39	$\frac{2,759}{2,66-2,80}$	$\frac{3,9}{3,7-4,3}$
Сюртукская ан-тикли-наль	Средний девон	Граниты	Полевой шпат (50—60%), кварц (25—50%), биотит (2—5%), роговая обманка (1—2%)	75	$\frac{2,60}{2,54-2,67}$	$\frac{3,6}{2,2-4,7}$
Байгуатская антикли-наль	То же	Граниты	Кварц (25%), калиевый полевой шпат (55%), плагиоклаз-альбит (15%), биотит (1%)	48	$\frac{2,58}{2,56-2,65}$	$\frac{3,1}{2,7-4,0}$

1	2	3	4	5	6	7
Вулканическая горст-антиклиналь Атасуйский антиклинорий, Устунжальский массив	Средний девон	Сиенит-порфиры	Андезин (40%), калиевый полевой шпат (30%), кварц (20%), роговая обманка и биотит (9%)	50	$\frac{2,58}{2,56-2,65}$	$\frac{4,2}{3,7-4,4}$
	То же	Диориты	Плагиоклаз (45—50%), роговая обманка (20—25%), калиевый полевой шпат (5—8%), кварц (10—18%)	6	$\frac{2,80}{2,78-2,85}$	—
	» »	Гранодиориты	Плагиоклаз (40—50%), калиевый полевой шпат (15—20%), кварц (15—20%), роговая обманка (10—15%), биотит (3%)	22	$\frac{2,75}{2,72-2,78}$	$\frac{4,2}{3,7-4,5}$
	Верхний девон	Граниты биотитовые и роговообманковые	Плагиоклаз (20—25%), калиевый полевой шпат (35—40%), кварц (25—30%), биотит и роговая обманка (5—10%)	90	$\frac{2,67}{2,63-2,74}$	—
	То же	Граниты	Плагиоклаз (20—25%), калиевый полевой шпат (35—40%)	15	$\frac{2,60}{2,57-2,63}$	—
	» »	Гранит-порфиры	Кварц (40—45%)	7	$\frac{2,50}{2,2-2,64}$	$\frac{3,5}{3-4,9}$

Атасуйский антиклинорий, Карсы-Адырский массив	Средний девон	Диориты	Плагиоклаз, роговая обманка, кварц, пироксен, калиевый полевой шпат	13	$\frac{2,83}{2,81-2,85}$	—
	То же	Диорит-порфириты	Основная масса: кварц-полевошпатовая Вкрапленники: плагиоклаз (45%), роговая обманка (5%), пироксен (3%)	15	$\frac{2,765}{2,74-2,78}$	$\frac{4,8}{4,6-4,9}$
	» »	Гранодиориты	Плагиоклаз, кварц, калиевый полевой шпат, роговая обманка, хлорит, рудный минерал	25	$\frac{2,72}{2,69-2,75}$	$\frac{5,0}{4,2-5,3}$
	» »	Гранодиорит-порфиры	Кварц (20—25%), плагиоклаз (50—55%), калиевый полевой шпат (15—20%), роговая обманка (15%)	26	$\frac{2,71}{2,62-2,77}$	$\frac{4,8}{4,2-5,4}$
	» »	Граниты розовые	Кварц (30—35%), калиевый полевой шпат (55—60%), плагиоклаз (3—5%), биотит (1%)	79	$\frac{2,58}{2,54-2,65}$	$\frac{3,8}{2,9-5,0}$
Актау-Моинтинский антиклинорий	Докембрий	Гранито-гнейсы	Кварц (40—45%), калиевый полевой шпат (50—55%), плагиоклаз (2—3%)	30	$\frac{2,61}{2,59-2,64}$	$\frac{4,1}{3,6-4,9}$
	Девон	Граниты	Кварц (40—45%), калиевый полевой шпат (45—50%), мусковит (10—15%), рудный минерал	49	$\frac{2,638}{2,62-2,68}$	$\frac{3,2}{2,6-3,7}$
	Пермь	Граниты и гранит-порфиры	Кварц (30—50%), плагиоклаз (20—25%), ортоклаз (40—45%), роговая обманка, рудный минерал	44	$\frac{2,604}{2,59-2,61}$	$\frac{3,5}{2,7-3,7}$

между различными по возрасту комплексами пород, перемены в осадконакоплении находят свое отражение в соответствующих изменениях физических свойств пород и их комплексов. Это особенно хорошо видно при анализе плотности пород, которая зависит в основном от их состава.

3. Проведенные исследования позволили получить объективные статистические данные о физических свойствах различных пород и комплексов докембрия. При этом важным результатом является выяснение физических характеристик архейских комплексов, о чем было много разноречивых суждений. Статистически показано, что средневзвешенное значение плотности пород архея (бектурганская и аралбайская серии), т. е. пород амфиболитовой фации, составляет $2,75—2,80 \text{ г/см}^3$. Таким образом, породы архея даже в приповерхностных условиях представляют собой высокоплотные образования.

Плотность пород нижнего протерозоя меньше по сравнению с архейскими и верхнепротерозойскими. Как мы видели выше, в рассмотренных районах в нижнем протерозое наблюдается дефект массы.

Породы верхнепротерозойского комплекса, т. е. породы фации зеленых сланцев, имеют в среднем плотность $2,80 \text{ г/см}^3$, что свидетельствует о сравнительном ее повышении и, очевидно, скорости распространения упругих волн в них.

В породах верхнего рифея выделяются повышенной плотностью андезитовые порфириды, миндалекаменные порфириды и туфопесчаники, в то время как у отложений нижнего рифея, наоборот, низкая плотность.

4. Физические свойства разновозрастных комплексов пород из Сарысу-Тенизского поднятия и Атасуйского района заметно различаются между собой. Такое различие в них наблюдается до девона. С девона общие пределы колебания физических свойств разновозрастных пород перекрывают друг друга. Различие в физических свойствах заключается в том, что плотность и скорость для пород нижнего палеозоя Атасуйского района значительно ниже, чем в Сарысу-Тенизском поднятии.

5. Ценность полученных данных о физических свойствах ограничивается тем, что они не отражают поведение пород в естественных условиях, особенно в глубинах земной коры и мантии. Для приближения условий эксперимента к естественным образцы горных пород указанных выше возрастов были испытаны при высоких давлениях — до $10\,000—15\,000 \text{ кг/см}^2$. Эти цифры характеризуют глубины порядка от 40 до 60 км. Сводная мощность ярусов, вычисленная как сумма мощностей, наблюдаемых на разных участках рассматриваемой территории, составляет 35—40 км.

МЕТОДИКА И ТЕХНИКА ИССЛЕДОВАНИЯ СКОРОСТИ ПРОДОЛЬНЫХ ВОЛН И ПЛОТНОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД

Изучение физических свойств горных пород Центрального Казахстана из-за его сложного геологического строения значительно затруднено. Особенно важное значение при изучении физических свойств пород приобретает то обстоятельство, что в геологическом разрезе района выявлено свыше 10 поверхностей резкого углового несогласия. Это указывает на наличие очень частых перерывов в осадконакоплении и на существование периодов интенсивной эрозионной деятельности. Каждый из этих процессов накладывал определенный отпечаток на физическое состояние предшествующих отложений. Имея дело с такими геологически сложно построенными районами, важно было наметить правильную методику исследований физических свойств с тем, чтобы последовательно охватить породы и их разновидности почти всех возрастов в различных структурных условиях залегания с учетом характерных изменений физического состояния и т. д.

Отбор и изготовление образцов для испытания при высоких давлениях

Отбор образцов для исследования физических свойств горных пород осуществлялся по методике, удовлетворяющей требованиям возрастного и площадного изучения. Такой подход позволил выявить основные физические границы разреза в возрастном плане с учетом их поведения по площади.

Исследования вели в основном на Каражальском профиле ГСЗ, который вкрест пересекает ряд крупных геологических структур. Изучив геологические карты и фондовые материалы и предварительно обследовав геологический маршрут, отобрали образцы горных пород как из искусст-

венных (скважины, шахты), так и из естественных обнажений. Из каждой разновидности горных пород брали 10—50 образцов, в каждом обнажении — 10—20, а в каждой точке — до 3—5. Форма образцов изометричная, объем от 100—300 см³ до 500—700 см³. Из скважины образцы брали поинтервально через 1—10 м.

Документацию вели в пикетажной книжке, где отражались следующие данные: привязка обнажения к местности по топооснове масштаба 1 : 100 000, зарисовка разреза с указанием места отбора каждого образца, мощности пласта или слоя, элементов залегания, возраста, характера складок и др. При отборе образцов из скважин указывали интервалы. Макроскопическое описание образцов делали на базе экспедиции. Там же определяли физические параметры при атмосферных условиях.

Для исследования при высоких давлениях выбирали наиболее свежие, представительные образцы пород известного возраста, хорошо привязанные к местности. При этом учитывали физические свойства пород при атмосферных условиях. Величины физических параметров изучаемых образцов должны были быть приблизительно равны средним значениям параметров, полученным в результате статистической обработки массовых измерений однотипных пород при атмосферных условиях. Наибольшее количество образцов для испытания в условиях высоких давлений отобрано из глубоких скважин. Такой тщательный отбор образцов обусловлен значительными трудностями, которые наблюдаются при проведении экспериментов при высоких давлениях.

Всего для испытания при высоких давлениях взято 250 образцов. По возрасту они охватывают геохронологическую шкалу от архея до перми, а по генезису — интрузивные, эффузивные, метаморфические и осадочные породы. В дальнейшем из этих образцов вырезали цилиндры диаметром 3—3,2 см и высотой 5—17 см для испытания при всесторонних давлениях от 1 до 10 000 кг/см² и цилиндры диаметром 1,8—1,85 см, высотой 2,2—2,5 см при давлении до 15 000 кг/см². С целью выявления анизотропии из определенных пород изготавливали образцы, ориентированные взаимно перпендикулярно друг другу.

Горные породы обычно состоят из различных беспорядочно расположенных минералов, в которых и между которыми имеются поры и микротрещины. При воздействии давления передающая среда (газ, жидкость) проникает в поры и трещины образца, разрывает перемычки между близко расположенными порами и увеличивает трещиноватость. Такие нарушения сплошности структуры приводят к

ухудшению условий передачи энергии упругих колебаний между отдельными кристаллитами и к уменьшению упругости их контактов. Если же покрыть образцы оболочкой, то давление передается равномерно на все кристаллиты [147]. Результаты экспериментов, проведенных с применением медной оболочки, существенно отличаются от результатов исследований непокрытых образцов. Образцы, которые испытывались нами при давлении до $10\,000 \text{ кг/см}^2$, заключали в оболочку из медной фольги толщиной $0,1 \text{ мм}$. Для улучшения акустического контакта на пути пробега импульса фольгу приклеивали к торцам образца. Перед запайкой определяли плотность образцов и скорость распространения продольных волн в них при атмосферном давлении.

Методика и техника исследования скорости распространения волн в образцах горных пород

В атмосферных условиях для измерения скорости распространения продольных волн в образцах горных пород использован ультразвуковой сейсмоскоп ИПА-59. Принцип действия этого прибора заключается в следующем [75, 95]. Генератор возбуждающих импульсов подает на пьезоэлектрический излучатель прямоугольные импульсы высокого напряжения (максимальная амплитуда импульсов не менее 1600 в) с частотой повторения 25 гц . Пьезоэлектрический излучатель преобразует электрические импульсы в ультразвуковые колебания.

Ультразвуковые колебания, прошедшие через исследуемую среду, воспринимаются и преобразовываются в электрические сигналы пьезоэлектрическим приемником и подаются на вход осциллографического индикатора, который обеспечивает визуальное наблюдение сигналов и измерение времени прохождения их через исследуемую среду. Скорость V_p определяется по отношению длины образца ко времени первого вступления упругого импульса после прохождения через образец.

Прибор ИПА-59 позволяет измерить время прохождения упругого импульса через образец, поэтому необходимо проверить цену деления марок времени и величину временной

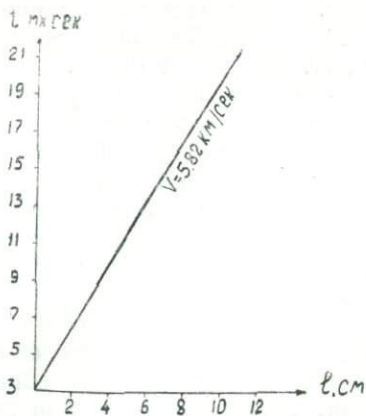


Рис. 2. Определение временной задержки в приборе ИПА-59.

задержки в цепях прибора. Экспериментально это делалось следующим образом. Железный стержень диаметром 4 см разрезали на отдельные куски разной длины (1, 3, 5, 7, 9, 11 см). Затем измеряли время прохождения импульса через каждый кусок железа и строили график (рис. 2), где по оси абсцисс откладывалась длина образца, по оси ординат — наблюдаемое время. Линия, которая соединяет полученные точки, проходит через отметку времени 3,1 мксек. Это говорит о том, что в цепях прибора имеется временная задержка t_3 , равная 3,1 мксек. Скорость V_p , определенная по наклону годографа, равна 5,85 км/сек, и соответствует скорости в железе [16]. Таким образом, установлено, что цена марок времени прибора соответствует номиналу.

Значение скорости распространения продольных волн вычисляли по формуле

$$V_p = \frac{l}{t - t_3}, \quad (1)$$

где V_p — скорость, м/сек;

l — длина образца, см;

t — время первого вступления импульса, мксек;

t_3 — задержка в цепях прибора.

При определении скорости распространения волн существенно важно найти оптимальный размер исследуемого образца. Разные исследователи отмечали, что скорость упругих волн зависит от отношения радиуса образца к длине волны (a/λ). Подробно этот вопрос рассматривается в работе О. И. Силаевой [103]. Установлено, что при отношении $a/\lambda < 0,3$ в образцах регистрируется скорость в стержне, при $a/\lambda > 1$ — в массиве, а при $0,3 < a/\lambda < 1$ наблюдается область, где скорость V_p имеет нерегулярное значение.

Проведенные нами опыты показали, что наилучшие результаты получаются тогда, когда отношение a/λ равно 2 и больше [118]. Таким требованиям удовлетворяют образцы, имеющие размеры $4 \times 4 \times 4$ см при рабочих частотах 70, 140 и 250 кгц.

Скорость V_p в образцах пород измеряли после обработки их торцевых частей на шлифовальном станке. Несмотря на то, что поверхность образцов после обработки была ровной, установка датчиков (кварцевых преобразователей) непосредственно на твердую поверхность торцов образца не обеспечивала хорошего контакта. Для улучшения сцепления использовали масло (автол или солидол).

Точность измерения скорости в основном зависит от точности отсчета времени первого вступления. Точность может быть оценена по формуле

$$\frac{\Delta V}{V_p} = \frac{l}{t^2} \cdot \Delta t, \quad (2)$$

из которой видно, что скорость определяется тем точнее, чем больше длина образца. При времени $t=30$ мксек, $l=15$ см и $\Delta t=0,5$ мксек максимальная ошибка в измерении времени при длине образцов 5—10 см не ниже 1—2%.

Для практической оценки ошибки в измерениях скорости волн попутно с основными наблюдениями выполнялись контрольные. Часть контрольных измерений (около 250) выполнена в Отделе физических свойств горных пород ИФЗ АН СССР. Расхождение между основными и контрольными наблюдениями не превышало 2—3%.

Измерение скорости продольных волн производили на 5—10 образцах из каждой разновидности пород. Затем подсчитывали средние значения, которые приведены в главе II.

При высоких давлениях скорость в образцах горных пород изучалась на установках и методами, разработанными М. П. Воларовичем и его сотрудниками [35, 37, 40, 119]. При исследованиях использовалась аппаратура, необходимая как для создания и измерения всестороннего давления, так и для выполнения ультразвуковых измерений.

Для создания давления применялись три установки, в которых можно было поднимать давление от 1 до 15 000 кг/см².

1. Испытания осадочных пород в основном проводились в камере высокого давления [33, 125], в которой оно поднималось от атмосферного до 4000 кг/см². Камера (бомба) имеет внутренний канал, где в специальных держателях помещается цилиндрический образец горной породы вместе с излучателем и приемником ультразвука. Сверху бомба закрывается корпусом электропровода, а снизу соединяется коммуникацией высокого давления с газовым компрессором поршневого типа Л. В. Верещагина. Средой, передающей давление, в этой установке являлся азот.

Во время опытов давление в бомбе поднималось ступенями и измерение производили при давлениях 1, 100, 200, 400, 700, 1000, 1400, 2000, 2500, 3000, 3500, 4000 кг/см². После каждой ступени повышения давления делалась выдержка до 10 мин, а после достижения максимального давления оно ступенями же понижалось. Как при подъеме давления, так и при понижении после выдержки при каждом фиксированном давлении фотографировалось осциллограмма.

2. В аппаратуре, которая позволяет испытывать образцы при давлениях от 1 до 10 000 кг/см², давление на образец передается с помощью солярового масла и керосина [33].

Скорость измерялась при давлениях 1, 100, 200, 400, 700, 1200, 1600, 2000, 2500, 3000, 3500, 4000 и т. д. через 500 кг/см^2 до $10\,000 \text{ кг/см}^2$. С помощью этой установки испытаны интрузивные, метаморфические, эффузивные и частично осадочные породы.

Для измерения скорости упругих волн при давлениях от 1 до $10\,000 \text{ кг/см}^2$ использовали модернизированный электронный прибор ИКЛ-5. Все значения скорости упругих волн получены методом прозвучивания.

Эксперименты проводили в следующем порядке. К торцам образца прижимали излучатель и приемник, а затем с помощью фотопроставки фотографировали осциллограмму при атмосферном давлении. Потом образец с датчиком монтировали в бомбе. Давление поднималось постепенно, и при каждом измерении наблюдаемая волновая картина фотографировалась с экрана электроннолучевой трубки.

В качестве излучателей и приемников применялись кристаллы дигидрофосфата аммония (до 4000 кг/см^2) и преобразователи из керамики цирконата титаната свинца (ЦТС) с частотой около 1 Мгц . Импульсы такой частоты распространяются в образце как в безграничной среде. Точность измерения времени пробега импульсов составила $0,5 \text{ мксек}$.

Осциллограммы обрабатывались на фотоувеличителе с 10-кратным увеличением. При расчете скорости время пробега упругих импульсов через образец определялось как разность времени пробега, регистрируемого прибором, и поправки на время пробега импульсов от датчиков к образцу через стенки корпусов датчиков. Поправка устанавливалась экспериментально на всем диапазоне давлений.

Точность измерения начальной скорости при атмосферном давлении была порядка 2—3%, а изменение скорости относительно начальной при повышении давления определялось с точностью до $\pm 0,5\%$.

Скорость V_p вычислялась без учета поправки на изменение длины образца под давлением. Проведенные Ф. Берчем [147] исследования показали, что величина такой поправки не превышает 1% и находится в пределах точности определения скоростей.

Ниже всюду приведены средние значения скорости в образцах, полученные при нагрузке и разгрузке. Значение скорости при нагрузке несколько отличается от величины скорости, полученной при разгрузке (рис. 3). Обычно при разгрузке она немного выше, чем при нагрузке. Отклонения от плавной осредняющей кривой не превышает 0,3—0,5% при давлениях выше 1000 кг/см^2 .

3. При более высоких давлениях (до $15\,000\text{ кг/см}^2$) скорость распространения продольных волн и плотность пород измеряли на установке, которую разработали М. П. Воларович, А. И. Левыкин и Н. Е. Галдин [37, 40]. В этой установке в качестве среды, передающей давление на испытываемый образец горной породы, служил свинец. Образец горной породы, заключенный в свинцовую оболочку, помещали

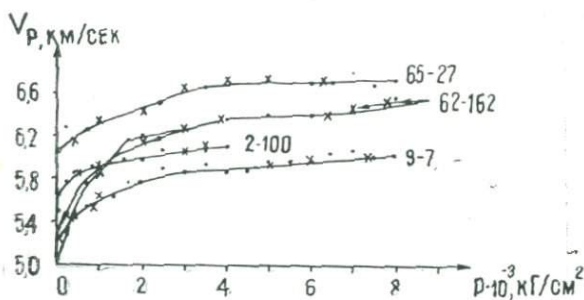


Рис. 3. Изменение скорости распространения продольных волн в горных породах в зависимости от давления при прямом и обратном ходе (точки — нагрузка, крестики — разгрузка).

в камеру высокого давления, состоящую из двух стальных колец: внутреннего и наружного. Давление создается двумя поршнями, вдвигающимися в канал под действием пресса. Свинцовая оболочка при высоких давлениях играет роль жидкости и благодаря низкому предельному напряжению сдвига свинца приближает напряженное состояние образца к гидростатическому [27, 40, 50].

Измеряемыми величинами в экспериментах являются смещение поршней, усилие пресса и время прохождения упругого импульса через систему. Смещение поршней измеряется двумя рычажными индикаторами часового типа с точностью до $0,001\text{ мм}$. Зависимость смещений от давления пресса определяли как при нагрузке, так и при разгрузке образца. Кривые смещения поршней и давление в цилиндре пресса при нагрузке образуют гистерезисную петлю (рис. 4). При каждом смещении давление при нагрузке превосходит давление при разгрузке. Разность между ними соответствует удвоенной силе трения, которая складывается из силы сопротивления при перемещении поршней, уплотнительных колец и силы трения оболочки в канале. Эта суммарная сила направлена против внешнего усилия. Для того, чтобы исключить влияние трения, усилие пресса, сжимающего образец при фиксированном смещении, брали как среднее из усилий при нагрузке и разгрузке.

Давление внутри камеры устанавливалось делением усилия на площадь поршня. Расширение камеры, т. е. ее радиальная деформация, ранее была определена А. И. Лыткиным [40]. Силу, сжимающую образец, находим по показанию манометра цилиндра пресса.

Для измерения времени прохождения упругих колебаний через образец использовали ультразвуковую аппарату-

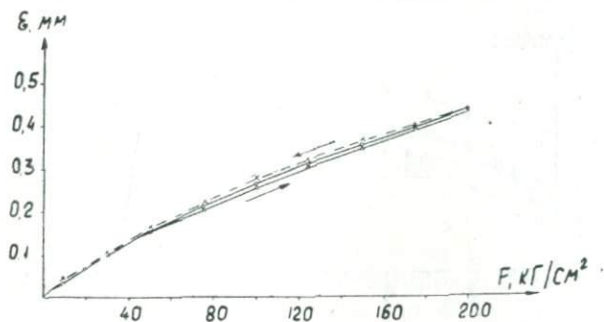


Рис. 4. График прямого и обратного хода поршней.

ру, состоящую из генератора прямоугольных импульсов 26-И, широкополосного усилителя УШ-2 и катодного осциллографа ИО-4. Ультразвуковая аппаратура позволяла устанавливать время прохождения импульса с точностью до

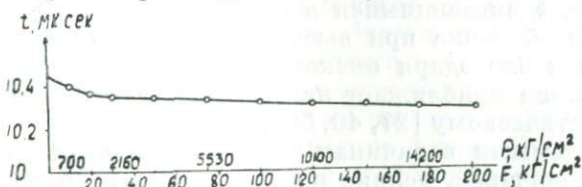


Рис. 5. Тарировочная кривая для установки высокого давления.

$\pm 0,05$ м/сек. Обычно измерялось суммарное время в системе наковальни + поршни + свинцовая оболочка + образец породы + задержка импульса в аппаратуре. Для определения скорости в образце нужно из этого суммарного времени вычитать время прохождения импульса через образец во время опыта. Это делали следующим образом. Время пробега импульса в системе без образца определялось тарировкой установки при давлениях от 1 до 16 000 $\text{кг}/\text{см}^2$. Тарировка производилась как по смещению, так и по времени (рис. 5). Как видно на рисунке 5, время изменялось от 10,45 мксек при атмосферном давлении до 10,28 мксек при давлении 16 000 $\text{кг}/\text{см}^2$.

Время пробега импульса в свинцовой оболочке фиксировалось на основании значения скорости V_p в свинце и непосредственной толщины свинцовой оболочки в торцовых частях образца во время опыта. Скорость продольных волн в свинце определялась путем помещения свинцового образца (цилиндра) вместо горной породы длиной 21,4 мм и диаметром 18,5 мм в камеру высокого давления (рис. 6). Одно-

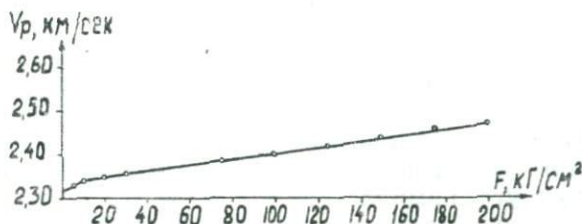


Рис. 6. Влияние давления на скорость распространения продольных волн в свинце.

временно измерялась и сжимаемость свинца (рис. 7). Изменение толщины свинцовых обкладок во время опыта составляло 0,3—0,4 мм, а изменение поправки на время не превышало 0,1—0,2 мксек.

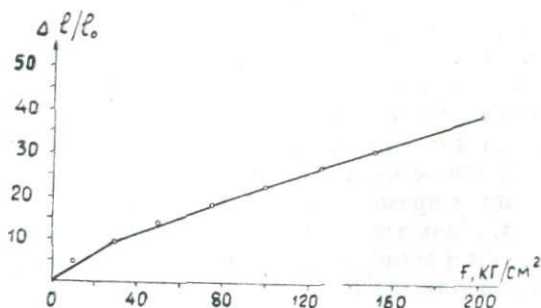


Рис. 7. Изменение линейной сжимаемости свинца в зависимости от давления.

Таким образом, зная время прохождения импульса в системе наковальни + поршни + задержка импульса в аппаратуре и в свинцовых оболочках, можно определить время его прохождения через образец. Скорость вычисляется путем деления длины образца на непосредственно измеренное во время опыта время пробега через него упругого импульса. При подсчете скорости учитывалось изменение длины образца. Оно определялось по показаниям индикаторов. В качестве излучателей использовались керамические пьезоэлектрические датчики ТЭС с собственной частотой 1 Мгц.

Скорость в образце, находящемся в камере, измеряли после предварительного его обжатия при давлении до 1000—2000 кГ/см². Под таким давлением образец держали в течение небольшого промежутка времени, а затем давление снимали до нуля. Замеры производили как при нагрузке, так и при разгрузке. Предварительное обжатие при давлении порядка 1000—2000 кГ/см² необходимо для того, чтобы улучшить акустические контакты, выявить и устранить возможные перекосы стержней и т. д.

Точность измерения при давлении до 1000—5000 кГ/см² была порядка 5%, а выше 5000 кГ/см² — 2—3%.

Точность определения скорости в этой установке зависит в основном от точности измерения длины образца, толщины свинцовой оболочки и соответственно времени прохождения через них упругого импульса.

Предельную абсолютную ошибку определения скорости в образце можно записать так [126]:

$$(\Delta V)_{\text{пр}} = \pm \left\{ \frac{\partial f(l \cdot t)}{\partial l} \cdot dl + \frac{\partial f(l \cdot t)}{\partial t} \cdot dt \right\}. \quad (3)$$

Длину образца до опыта измеряли с помощью штангенциркуля, позволяющего установить расстояние с точностью до ±0,5 мм (±0,05 см). Время фиксировалось с точностью ±0,05 мксек. При длине образца $l=2$ см и $t=4$ мксек абсолютная ошибка определения скорости, вычисленная по формуле (3), равна ±20 м/сек.

Эта ошибка должна быть утроена, так как на измерение скорости в образцах влияет величина ошибки измерения скорости в свинце и времени в системе поршни + наковальни + + аппаратура. Кроме того, надо учесть, что давление в камере определяется с ошибкой порядка 5%. Отсюда следует, что предельная абсолютная ошибка определения скорости в образце получается порядка ±100—150 м/сек.

Относительная ошибка определения скорости подсчитывалась по формуле $\Delta V_p = \pm d \ln V_p$. Она равна ±4%.

Сопоставление скоростей распространения продольных волн, определенных на различных установках

Скорость V_p , как говорилось выше, определяли на трех установках, в которых давление создавалось различными средами. В первых двух установках, где это делалось с помощью азота (до 4000 кГ/см²) и жидкости (до 10 000 кГ/см²), оно всестороннее. Результаты, полученные на таких установках, как видно из таблицы 10, совпадают между собой.

Установка, где средой, создающей давление, является свинец, т. е. твердая среда, позволяет также получать давление, близкое к гидростатическому [37]. Обычно такое давление называют квазивсесторонним [25, 102].

На рисунке 8 показаны значения скоростей, полученных при испытании одних и тех же образцов в различных установках. Видно, что при низких давлениях (от 1 до 4000 кг/см^2) наблюдается расхождение между результатами. Обычно оно не превышает 2%. При давлении выше 4000 кг/см^2 скорости почти совпадают между собой. В работе М. П. Воларовича и др. [38] даны результаты петрографического изучения гранита до и после опыта. Авторы отмечают, что каких-либо существенных изменений в породе после опыта нет.

Нами было изготовлено 20 шлифов из образцов гранитов, сланцев, амфиболитов, габбро, порфиридов, испытанных при давлении до 15 000 кг/см^2 (10 шлифов до опыта, 10 — после). Эти шлифы тщательно проверяли под микроскопом.

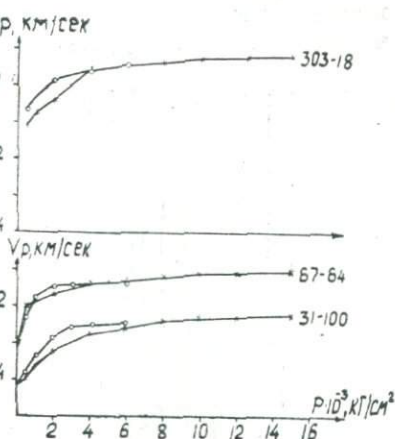


Рис. 8. Сопоставление экспериментальных кривых скоростей V_p , определенных различными способами (точки — скорости, полученные при всестороннем давлении, крестики — при квазивсестороннем давлении).

Исследовались спайности в калиевых полевых шпатах, волнистое погасание в кварце, границы зерен, появление новых трещин и т. д. Заметных изменений в составе пород под микроскопом не наблюдается. Затем на двух образцах (один до опыта, другой после) из мономинеральной породы мрамора были сняты термограммы (рис. 9) и дебаеграммы (табл. 11) в лабораториях ИГН АН КазССР.

Полученные результаты также показывают, что существенных изменений в породе после опыта под квазигидростатическим давлением не произошло.

Таблица 10

Скорость распространения продольных волн в известняке при высоких давлениях

Среда, создающая давление	Давление, кг/см^2				
	500	1000	2000	3000	4000
Газ (азот)	6,32	6,48	6,56	6,57	6,58
Жидкость (жеросин)	6,33	6,47	6,54	6,55	6,56

Методика и техника определения плотности горных пород

В атмосферных условиях плотность горных пород с небольшой пористостью (до 2—3%) определялась на денситометрах Д-3 и технических весах. Плотность более пористых пород измерялась после парафинирования только на технических весах. Денситометры эталонировались еже-

дневно согласно инструкции, прилагаемой к прибору заводом. Идентичность показаний денситометров и технических весов проверялась сравнением результатов между собой. Как правило, они сходились.

Качество измерений оценивалось путем контрольных наблюдений. Контрольные измерения производились на технических весах и на денситометрах (два прибора контролировали взаимно) равномерно в течение всего периода работ. Количество контрольных измерений составляет 5,7% от общего объема измеренных образцов. «Высоки» подвергались повторному измерению. Внешний контроль осуществлялся в Лаборатории физических свойств Казахского фи-

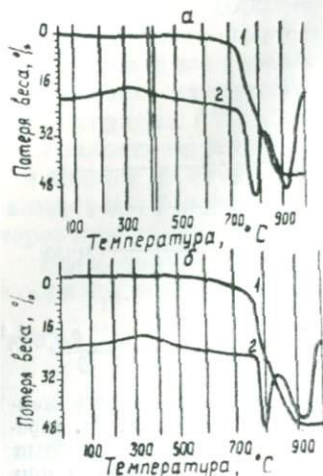


Рис. 9. Термограммы образца 269-4. а — до опыта, б — после опыта; 1 — кривые потери веса, 2 — кривые нагревания.

лиала ВИРГа и в отделе физических свойств горных пород ИФЗ АН СССР.

Погрешность определения плотности характеризовалась средней квадратической ошибкой, которая вычислялась по формуле

$$m = \pm \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \Delta\sigma^2}{2n}}, \quad (4)$$

где $\Delta\sigma$ — разность плотностей, полученных при первичном и повторном замерах; n — число наблюдений. Средняя квадратическая ошибка не превышала $\pm 0,01 \text{ г/см}^3$, и для всех контрольных измерений она равна $\pm 0,008 \text{ г/см}^3$.

При высоких давлениях (до 15000 кг/см^2) плотность образцов определялась на той же установке, что и скорость распространения продольных волн при давлениях от 1 до

Таблица 11

Рентгенометрические характеристики мрамора, полученные до опыта и после опыта, обр. 248-4*

До опыта		После опыта		До опыта		После опыта	
<i>I</i>	<i>d</i> , Å	<i>I</i>	<i>d</i> , Å	<i>I</i>	<i>d</i> , Å	<i>I</i>	<i>d</i> , Å
3	4,051	4	4,040	3	1,909	37	1,791
3	3,702	8	3,763	3	1,845	10	1,570
31	2,912	5	3,290	61	1,789	66	1,548
		100	2,905	9	1,567	4	1,493
7	2,666	4	2,622	30	1,544	18	1,465
100	2,549	18	2,547	3	1,495	5	1,390
6	2,402	5	2,481	7	1,466	32	1,271
68	2,193	4	2,414	19	1,415	10	1,195
13	2,065	12	2,200	23	1,335	5	1,139
9	2,014	12	2,071	7	1,123	9	1,123
		9	2,016	63	1,111	5	1,010
						9	1,004

* Съемка дебаграммы и расчет произведены в рентгеновской лаборатории ИГН АН КазССР Т. В. Поляковой.

15 000 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$. Методика испытания образцов рассмотрена выше.

В проводимых по этой методике опытах устанавливается изменение декремента объема $(\Delta V/V_0)_T$ в функции приложенного давления, а не коэффициент сжимаемости в термодинамическом смысле:

$$\beta = \frac{1}{V} \left(\frac{\partial \sigma}{\partial P} \right)_T.$$

Декремент объема исследуемого вещества можно вычислить по формуле [27]

$$-\left(\frac{\Delta V}{V_0} \right)_0 = \frac{l_0 \cdot S_0 - (l - \Delta l) \cdot S_p - V_1 \left(\frac{\Delta V}{V_0} \right)_1 - V_2 \left(\frac{\Delta V}{V_0} \right)_2}{V_0}, \quad (5)$$

где l_0 и S_0 — длина образца и площадь поперечного сечения канала пьезометра при атмосферном давлении;

Δl — истинное смещение поршней при давлении P ;

S_p — площадь поперечного сечения канала пьезометра при давлении P ;

V_0 , V_1 и V_2 — объемы образца, свинцовой оболочки и стальных уплотнительных колец при атмосферном давлении;

$(\Delta V/V_0)_0$, $(\Delta V/V_0)_1$ и $(\Delta V/V_0)_2$ — декременты объема при давлении P .

Знак минус в левой части уравнения (5) указывает, что при увеличении давления объем уменьшается. Площадь поперечного сечения канала пьезометра $S_p = S(1+K)$, так как практически пьезометр работает в существенно упругой области [50]. Значение эффективного сечения канала пьезометра S_p или величины K под давлением можно рассчитать по формулам теории упругости или определить экспериментально. В работе Ю. С. Геншафта и др. [50] такое определение проведено в четырех независимых опытах с образцами AgCl разной длины, и оказалось, что коэффициент K в среднем равен $50 \cdot 10^{-4}$. Для расчета нами была принята эта цифра.

Истинное смещение поршней пьезометра Δl устанавливалось экспериментально при сжатии поршней без образца. С этой целью проведены многократные измерения, результаты их практически совпадают.

Декремент объема стальных уплотнительных колец $(\Delta V/V_0)_2$ вычислялся, как для чистого железа, по формуле [25]

$$-(\Delta V/V_0)_2 = 5,826 \cdot 10^{-7} \cdot P - 0,80 \cdot 10^{-12} \cdot P^2, \quad (6)$$

где P — давление. Это не могло внести ощутимой погрешности, так как объем уплотнительных колец мал ($0,2$ — $0,3 \text{ см}^3$) по сравнению с объемом образца. Кроме того, сталь, из которой изготавливались поршни, менее сжимаема, чем образец горной породы.

Таблица 12

Декремент объема свинца при высоких давлениях

Давление, кг/см ²	Декремент объема $(\Delta V/V_0)_1$				
	Средний	[50]	[27]	[25]	[139]
5000	0,0116	0,0115	0,0121	0,0120	0,0114
10 000	0,0221	0,0223	0,0226	0,0219	0,0221
15 000	0,0321	0,0320	0,0328	0,0321	0,0320

Декремент объема оболочки из свинца $(\Delta V/V_0)_1$ был принят как среднее из определений различных авторов (табл. 12).

Плотность при различных давлениях находилась по формуле

$$\sigma = \frac{\sigma_0}{1 - \left(\frac{\Delta V}{V_0}\right)}, \quad (7)$$

где σ_0 — начальная плотность образца, $г/см^3$;
 $\left(\frac{\Delta V}{V_0}\right)$ — декремент объема образца, вычисленный по формуле (5).

Учет возможных ошибок показывает, что изменение плотности определялось с погрешностью до $\pm 5\%$.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ СКОРОСТИ ПРОДОЛЬНЫХ ВОЛН И ПЛОТНОСТИ ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ

Результаты измерений скорости продольных волн и плотности при высоких давлениях приведены в таблицах 13, 14 и 17. В таблицах 13 и 14 выделены главнейшие группы пород (интрузивные, эффузивные, метаморфические и осадочные) с указанием возраста и количественно-минералогического состава испытанных при высоких давлениях образцов.

Скорость продольных волн при высоких давлениях

Скорость продольных волн в интрузивных породах. На рисунке 10 показана зависимость скорости в образцах интрузивных пород, полученная при воздействии на них давления от 1 до 15 000 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$. Среди испытанных пород самая высокая скорость (9—9,2 $\text{км}/\text{сек}$) оказалась у титанхондрит-пироповой породы (рис. 11), состоящей из граната (70—75%), титанхондрита (15%), амфибола и биотита (2%), кальцита (5%), апатита и сфена (до 2%), клинопироксена (1%). Плотность этой породы в атмосферных условиях равна 3,40 $\text{г}/\text{см}^3$. В перидотитах и пироксенитах при давлении 10 000—15 000 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$ скорость V_p достигает 8—8,2 $\text{км}/\text{сек}$, в габбро она не превышает 7,2—7,3 $\text{км}/\text{сек}$. Значительный рост скорости в функции от давления у ультраосновных пород продолжается до 15 000 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$, в то время как у пород основного состава он при давлении 4000 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$ замедляется. Скачок в скорости при переходе от пород основного состава к ультраосновным составляет 1—2 $\text{км}/\text{сек}$.

Довольно высока скорость V_p в банатитах, которая приближается к скорости волн в габбро. При давлении 10 000 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$ она достигает 7,2 $\text{км}/\text{сек}$ (обр. А-554). В кварцевых и роговообманковых диоритах скорость при таком давлении не больше 7 $\text{км}/\text{сек}$.

Дифференциация пород среднего и кислого состава по значениям скоростей менее выражена, чем у пород ультраосновного и основного состава. Пределы изменения скорости

в гранодиоритах и гранитах перекрывают друг друга. Скорость в гранодиоритах при давлении 4000 кг/см^2 равна $6,2—6,66 \text{ км/сек}$. В древних докембрийских и нижнепалеозойских биотитовых и роговообманковых гранитах она по-

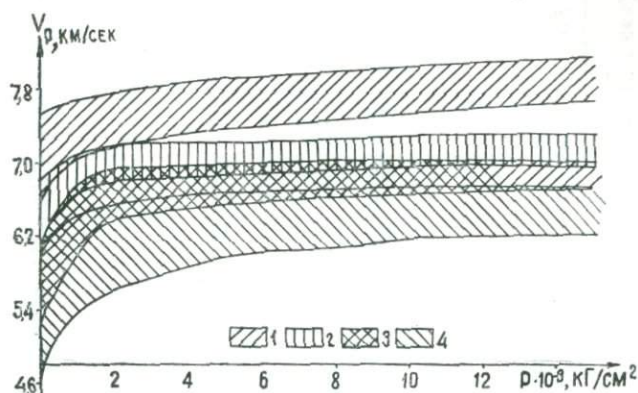


Рис. 10. Изменение скорости распространения продольных волн в интрузивных породах в зависимости от давления. Породы: 1 — ультраосновные, 2 — основные, 3 — среднего состава, 4 — кислого состава.

вышена. В лейкократовых и аплитовых гранитах верхнего палеозоя скорость не превышает $6,2—6,3 \text{ км/сек}$ при давлении $15\,000 \text{ кг/см}^2$. Самую низкую скорость показали гранит-порфиры и сиенит-порфиры. В серпентинитах скорость изменяется в тех же пределах, что в гранитах и гранодиоритах ($5,5—6,7 \text{ км/сек}$).

В таблице 15 приведены средние значения скорости для главных типов интрузивных пород, откуда видно, что при высоких давлениях они определяются в основном их минералогическим составом.

Скорость продольных волн в эффузивных породах. Эффузивные породы значительно распространены в районе. До настоящего времени скорость продольных волн при высоких давлениях в эффузивных породах изучалась только на базальтах.

Нами исследованы образцы эффузивных пород, охватывающих ряд от кислого до основного состава. К ним относятся порфиры и их туфы, порфириты среднего состава и

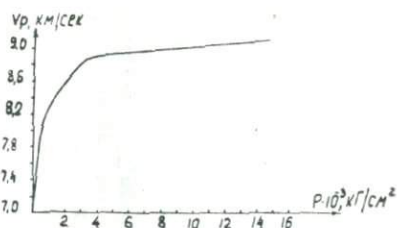


Рис. 11. Скорость распространения продольных волн при высоких давлениях для титанохондрита.

Скорость распространения продольных волн в изверженных породах при высоких давлениях

№ образца	Порода	Состав	Возраст	Плотность, г/см ³	Пористость, %	Скорость продольных волн (км/сек) при давлениях (кг/см ²)									
						1	500	1000	2000	4000	6000	9000	12 000	15 000	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
120	Перидотит	Оливин (50—55%), пироксен (45—50%), рудный минерал (2%)	Ордовик	3,12	—	6,32	7,10	7,30	7,52	7,80	7,94	8,03	—	—	
287-71	Перидотит	Оливин, пироксен, роговая обманка	То же	3,10	—	6,71	6,96	7,06	7,17	7,26	7,33	7,40	7,50	7,57	
287-70	»	Оливин, пироксен, роговая обманка	» »	3,05	—	6,60	6,97	7,12	7,28	7,33	7,35	7,37	7,39	7,41	
7-758	»	Оливин, пироксен (тремолит), рудный минерал	» »	3,04	—	7,50	7,60	7,70	7,88	8,02	—	—	—	—	
287-89	»	Оливин, пироксен, роговая обманка	» »	2,95	—	6,60	6,96	7,08	7,22	7,33	7,36	7,38	7,40	7,42	
49-32	Пироксенит	Пироксен (40—45%), роговая обманка (15—20%), оливин (25—30%)	» »	3,25	0,9	6,60	7,59	7,65	7,73	7,82	7,91	8,00	8,10	8,15	
49-42	»	Пироксен (40—45%), роговая обманка (15—20%), оливин (25—30%)	» »	3,23	—	6,82	6,92	7,01	7,13	7,32	7,50	—	—	—	
49-93	Пироксенит амфиболовый	Пироксен (60—65%), роговая обманка (20—25%), оливин (7—8%)	» »	3,19	—	6,61	7,02	7,26	7,28	7,32	7,38	7,60	—	—	
С-16	Горблендит	Роговая обманка (98%), рудный минерал (2%)	?	3,34	—	5,94	6,36	6,44	6,60	6,76	6,87	6,95	7,02	7,07	
250	Серпентинит	Серпентин (85%), рудный минерал (15%)	Докембрий	2,76	—	6,05	6,08	6,13	6,23	6,52	—	—	—	—	
А-1345	То же	Серпентин (98%), рудный минерал (2%)	То же	2,53	—	5,20	5,30	5,33	5,40	5,48	—	—	—	—	
65-44	» »	Серпентин (65—70%), рудный минерал (20—25%), карбонаты (1—2%)	Ордовик	2,61	—	6,35	6,40	6,46	6,56	6,66	—	—	—	—	
65-27	» »	Серпентин (80—85%), магнетит (10—15%)	То же	2,60	1,99	6,08	6,19	6,30	6,46	6,70	6,73	6,77	—	—	
113-21	Габбро	Плагиоклаз (35—40%), роговая обманка (40—55%), оливин (1—2%)	» »	2,96	0,32	6,41	6,51	6,58	6,71	6,94	6,99	7,03	—	—	
257	»	Плагиоклаз, роговая обманка, пироксен, единичные зерна кварца	» »	2,95	—	6,82	7,04	7,12	7,16	7,21	7,22	7,25	7,28	7,31	
28-35	»	Андезин (50—55%), пироксен (25—30%), амфибол (10—12%), кварц (2—3%)	» »	2,93	0,35	—	—	—	—	6,96	7,02	—	—	—	
243-8	»	Плагиоклаз (58%), пироксен (40%), биотит (2%)	» »	2,91	—	5,70	6,72	6,88	6,93	6,95	6,98	7,00	7,02	—	
А-2	»	Пироксен, плагиоклаз, роговая обманка	» »	2,91	—	6,67	6,70	6,82	6,98	7,17	7,23	7,30	7,33	7,36	
А-4	»	Плагиоклаз (45%), пироксен (50%), роговая обманка и биотит (2—3%)	» »	2,90	—	6,50	6,60	6,80	6,85	7,00	—	—	—	—	
1	»	Пироксен, роговая обманка, плагиоклаз	» »	3,01	—	6,82	7,04	7,12	7,20	7,22	7,24	7,26	7,28	7,30	

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
287-53	Габбро	Плагиоклаз, пироксен, актинолит	Ордовик	2,90	—	6,60	6,60	6,72	6,80	7,09	7,15	7,21	7,26	7,28
A-454	Диорит (банатит)	Андезин (65%), роговая обманка (25%), пироксен (5%), кварц и биотит (5%)	Докембрий	2,90	—	6,20	6,52	6,68	6,90	7,02	7,08	7,18	7,23	7,25
3	То же	Андезин (63%), роговая обманка (25%), биотит (10%), кварц, пироксен	То же	2,84	—	6,50	6,57	6,68	6,84	6,98	—	—	—	—
556	Диорит	Плагиоклаз (65%), роговая обманка (25%), кварц (4%), биотит (5%)	Докембрий	2,81	—	4,90	5,50	5,97	6,45	6,84	—	—	—	—
28-52	Диорит роговообманковый	Андезин, роговая обманка, кварц (2—3%), магнетит (5—6%)	Ордовик	2,87	—	6,54	6,71	6,76	6,84	7,02	7,06	—	—	—
251-23	Диорит кварцевый	Андезит (50%), роговая обманка (20%), кварц (25%), биотит (5%)	То же	2,76	—	5,50	5,70	6,00	6,27	6,60	—	—	—	—
259-1	То же	Плагиоклаз (50%), роговая обманка (22%), кварц (18%), биотит (10%)	» »	2,71	—	5,70	6,37	6,50	6,63	6,75	6,82	6,90	6,92	6,93
49-60	Диорит	Плагиоклаз (55%), роговая обманка (30%), кварц и ортоклаз (15—20%)	Девон	2,82	—	5,97	6,39	6,49	6,62	6,78	6,85	6,98	7,00	7,08
536	Диорит-порфирит	Плагиоклаз (65%), роговая обманка, хлорит, эпидот	Герцинский	2,70	—	5,88	5,97	6,10	6,23	6,50	—	—	—	—

A-434	Спессартит	Плагиоклаз (60%), роговая обманка (35%), рудный минерал, хлорит	?	2,79	—	5,62	5,68	5,80	6,03	6,18	—	—	—	—
435	Гранодиорит	Олигоклаз-андезин (35%), кварц (20%), ортоклаз (20%), роговая обманка (10%), биотит (8%)	Докембрий	2,71	—	5,40	5,73	5,98	6,37	6,60	—	—	—	—
20-99	То же	Олигоклаз-андезин (45%), ортоклаз (20—25%), роговая обманка и биотит (15—18%), кварц (20%)	Средний девон	2,73	1,42	6,00	6,06	6,20	6,38	6,60	—	—	—	—
125-32	» »	Плагиоклаз (35%), роговая обманка и биотит (25—30%), калишпат (22%), кварц (15%)	То же	2,72	—	5,30	5,90	6,23	6,46	6,66	—	—	—	—
54-19	» »	Андезин (45%), ортоклаз (20—22%), кварц (20%), роговая обманка и биотит (15—18%)	» »	2,77	0,71	4,62	5,40	5,66	5,86	6,06	—	—	—	—
100	» »	Плагиоклаз (55—60%), калишпат (5—6%), кварц (20—25%), роговая обманка (7—8%), пироксен (5—6%), биотит (3%)	» »	2,78	—	5,60	5,92	6,07	6,20	6,30	6,36	6,39	6,42	6,45
49-93	Гранодиорит-порфир	Вкрапленники: кварц, плагиоклаз, ортоклаз Основная масса: кварц, полевой шпат, биотит (10—12%), амфиболы (5—6%)	» »	2,71	1,10	5,30	5,80	5,90	6,05	6,28	6,30	—	—	—

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
54-13	Гранодиорит	Кварц (10—15%), плагиоклаз (35—40%), ортоклаз (5—6%), биотит (12—15%), роговая обманка (15—20%)	Средний девон	2,77	1,20	4,62	5,40	5,66	5,86	6,06	—	—	—	—
54-29	То же	Андезин (45%), ортоклаз (4—5%), кварц (10—15%), биотит (12—15%), роговая обманка (15—20%)	То же	2,80	—	6,04	6,14	6,26	6,48	6,64	6,68	6,70	—	—
257-31	Гранит лейкократовый	Кварц (25—30%), калишпат (30—35%), альбит (38—40%), биотит, мусковит	Докембрий	2,62	—	5,00	6,05	6,14	6,24	6,34	6,42	6,48	6,56	6,60
86-19	Гранито-гнейс	Кварц (40—45%), калишпат (50—55%), плагиоклаз (2%)	То же	2,59	—	5,82	6,38	6,40	6,50	6,62	6,68	—	—	—
306	Гранит	Кварц, калишпат, плагиоклаз, мусковит	» »	2,60	—	3,35	3,93	4,38	4,04	5,15	—	—	—	—
263	Гранит лейкократовый	Кварц (40%), калишпат (45%), плагиоклаз (15%)	» »	—	—	4,50	4,55	5,08	5,65	5,90	—	—	—	—
А-503	Гранит	Кварц (30%), калишпат (30%), плагиоклаз (25%), биотит (10%)	» »	2,62	—	5,40	5,54	5,67	5,90	6,00	—	—	—	—
256-21	Гранит	Кварц (35%), калишпат (30—35%), альбит (15—20%), мусковит и биотит (15%)	Кембрий	2,65	—	4,40	4,70	5,17	5,78	6,00	—	—	—	—
304-38	Гранит лейкократовый	Кварц, калишпат, плагиоклаз, биотит	Ордовик	2,62	—	5,00	6,30	6,33	6,38	6,50	6,56	6,62	6,66	6,71
544	Гранит (пегматит)	Кварц (20%), микроклин-пертит (50%), альбит-олигоклаз (25%)	Силур	2,62	—	3,60	5,78	5,90	6,10	6,30	6,40	6,58	6,60	6,62
Б-347	Гранит (аплит)	Кварц (35—40%), олигоклаз, микроклин, микропертит (60—65%)	(?)	2,59	—	5,00	5,88	6,07	6,20	6,30	6,35	6,40	6,45	6,50
255-74	Гранит биотитовый	Кварц (25—30%), андезин (30—35%), ортоклаз (18—20%), биотит (8—10%)	Силур	2,65	—	4,05	5,95	6,04	6,10	6,24	6,36	6,55	6,61	6,66
38-25	Гранит	Кварц, калишпат, плагиоклаз, биотит (2—3%)	Девон	2,59	1,53	5,58	6,00	6,08	6,23	6,43	6,58	6,60	6,64	6,67
25-80	Гранит биотитовый	Кварц (10—15%), ортоклаз (10—15%), плагиоклаз (60—70%), биотит (1—2%), роговая обманка (20%)	»	2,67	1,10	5,73	5,82	5,93	6,00	6,35	6,39	6,48	6,60	6,65
42-29	Гранит	Кварц (25—30%), ортоклаз (40—45%), альбит (20—25%), биотит (1—2%)	»	2,58	—	5,24	5,34	5,34	5,59	5,85	6,00	6,02	—	—
46-69	Гранит лейкократовый	Кварц (25—30%), калишпат (30—35%), плагиоклаз (38—40%)	»	2,58	—	4,10	4,30	4,73	5,18	5,40	—	—	—	—
35-37	Гранит	Кварц (35%), полевошпат (60—63%), биотит (2—5%)	»	2,59	—	4,20	4,34	5,07	5,48	5,65	—	—	—	—
31-5	Гранит-порфир	Кварц, полевошпат, биотит, роговая обманка	»	2,58	—	4,00	4,20	4,60	5,30	5,64	—	—	—	—

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
78-14	Гранит-порфир	Вкрапленники: кварц, микропертит Основная масса: кварц, калишпат, роговая обманка, биотит	Девон	2,59	—	5,50	5,54	5,62	5,78	5,82	—	—	—	—
296-5	Гранит щелочной	Кварц (32—35%), микропертит (40—45%), альбит (20—25%), биотит (3—5%)	Карбон	2,59	—	4,93	5,00	5,40	5,76	5,88	—	—	—	—
296-35	Гранит аплитовый	Кварц (40—45%), полевой шпат (55—60%), единичные зерна биотита	То же	2,55	—	5,03	5,69	5,80	5,82	5,91	6,11	6,14	6,17	6,20
74-31	Гранит	Кварц (40—45%), калишпат (45—50%), мусковит (10—15%)	Позднегерцинский	2,63	—	3,90	5,50	5,90	6,40	—	—	—	—	—
303-18	Гранит мусковитовый (мелкозернистый)	Кварц (28—30%), калишпат (50—55%), олигоклаз, мусковит (8—10%)	То же	2,60	—	5,05	5,95	6,08	6,29	6,41	6,47	6,59	6,62	6,66
A-911	Микропегматит	Кварц, калишпат, биотит (1—2%)	?	2,57	—	5,50	5,86	5,95	6,04	6,14	6,20	6,27	6,30	6,36
33-2	Сиенит-порфир	Плагноклаз (40%), калишпат (30%), кварц (30%), роговая обманка (9%)	Девон	2,57	1,53	5,26	5,40	5,50	5,97	6,03	—	—	—	—
60-17	Туф кислото-го состава	Обломки: кварц (15%), калишпат (20—25%), биотит (2%) Цемент: фельзитовый, карбонатизированный	Докембрий	2,67	2,60	6,00	6,06	6,10	6,12	6,16	6,22	6,30	—	—
60-2	Туф дацитового состава	Обломки (60—65%): андезин (40—45%), кварц (10%), пироксен (5—6%) Цемент: кварцево-полевошпатовый	То же	2,66	—	5,49	5,56	5,60	5,68	5,80	—	—	—	—
61-8	Порфир	Вкрапленники: кварц (3—4%), ортоклаз (5—6%), альбит (3—4%) Основная масса: кварц, полевой шпат	» »	2,62	2,30	4,30	5,20	5,70	6,03	6,16	6,20	6,28	—	—
A-541	»	Вкрапленники: кварц (30%), калишпат, плагноклаз Основная масса: кварц, калишпат, плагноклаз	» »	2,69	—	4,76	5,00	5,36	5,56	5,74	—	—	—	—
A-656	Порфир кварцевый	Вкрапленники (20%): кварц, плагноклаз, биотит Основная масса: кварц, полевой шпат, мусковит	» »	2,66	—	5,50	5,80	5,98	6,12	6,22	—	—	—	—
16-45	Туф порфира	Обломки (60 — 65%): кварц (25%), полевой шпат (15%), порфиры (20—25%) Цемент: фельзитовый	» »	2,76	0,40	5,48	5,95	6,20	6,30	6,40	6,44	6,57	—	—
	То же	Вкрапленники: андезин (30%), роговая обманка (15—20%) Основная масса: микролиты, плагноклаз, амфибол	» »	2,81	1,10	5,83	6,06	6,19	6,35	6,49	6,60	6,70	—	—

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
49-6	Туф порфирита	Обломки (30—35%): андезит, кварц, стекло Основная масса: микролиты плагиоклаза, включения пироксена, амфиболов	Докембрий	2,80	1,40	6,06	6,14	6,17	6,30	6,36	6,44	6,57	—	—
49-97	Туф кислого состава	Вкрапленники: кварц, полевой шпат Основная масса: кварцево-полевошпатовая, включения амфиболов, биотита	То же	2,63	0,40	4,90	5,76	5,86	6,03	6,11	6,18	—	—	—
205-38	Порфирит	Вкрапленники: плагиоклаз (20%), кварц Основная масса: кварц, калишпат доломитизированный	Кембрий	2,72	—	5,65	5,74	5,85	6,12	6,19	—	—	—	—
107-1	»	Вкрапленники: плагиоклаз (3—4%), амфиболы (2%), диопсид (3%) Основная масса: плагиоклазовые микролиты	Ордовик	2,83	—	6,08	6,34	6,42	6,50	6,62	6,66	6,70	—	—
108-55	Туф порфирита	Обломки: андезит (25—30%), пироксен (10—12%), порфириты (3—5%) Цемент: стекловат с микролитами плагиоклаза	То же	2,84	1,10	6,23	6,33	6,39	6,44	6,59	6,65	6,81	—	—
283	Альбитофир	Вкрапленники: альбит Основная масса: плагиоклаз, кальцит, рудный минерал	» »	2,80	—	6,03	6,12	6,22	6,40	6,50	—	—	—	—
A-659	Диабазовый порфирит	Вкрапленники: лабрадор (30%) Основная масса: плагиоклаз, пироксен, лейкоксен, хлорит	» »	2,77	—	6,08	6,16	6,23	6,33	6,44	—	—	—	—
A-504	Туф среднего состава	Обломки: порфириты, лавы Цемент: стекловат хлоритизированный	» »	2,72	—	5,30	6,06	6,19	6,36	6,42	6,49	6,52	6,59	6,60
29-70	Порфирит	Вкрапленники: плагиоклаз, пироксен (2—3%) Основная масса: стекловат с микролитами плагиоклаза	Силур	2,76	1,40	5,96	6,22	6,30	6,33	6,38	—	—	—	—
1-3	»	Вкрапленники: андезит, пироксен (2—3%) Основная масса: микролиты плагиоклазов	Девон	2,85	0,70	6,20	6,40	6,45	6,46	6,47	6,53	6,56	—	—
124-52	»	Вкрапленники: плагиоклаз (40—45%), чешуйки хлорита (20%) Основная масса: стекловат, плагиоклаз	»	2,84	—	5,10	5,85	6,00	6,17	6,20	6,30	6,35	—	—
62-10	»	Вкрапленники: плагиоклаз (30—35%), пироксен (15%) Основная масса: стекловат с микролитами плагиоклазов	»	2,80	1,4	6,20	6,30	6,50	6,55	6,60	6,75	6,94	—	—

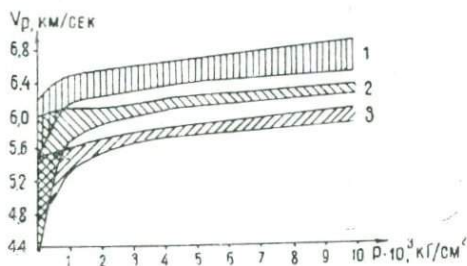
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
111-30	Туф порфирита	Обломки: плагиоклаз, порфириты Цемент: стекловатый	Девон	2,80	—	5,85	5,9	5,97	6,28	6,33	—	—	—	—
175-85	То же	Обломки: порфириты (10—15%), плагиоклаз (20—25%) Цемент: стекловатый, карбонатизированный, хлоритизированный		2,78	—	5,61	5,74	5,96	6,10	6,16	—	—	—	—
110-50	Порфирит	Вкрапленники: плагиоклаз, пироксен Основная масса: микролитовая с лейстами плагиоклазов	»	2,75	1,60	5,61	5,80	5,90	6,16	6,20	6,30	6,49	—	—
109-14	»	Вкрапленники: плагиоклаз (20—25%), пироксен (5—6%) Основная масса: микролитовая из лейст плагиоклаза	»	2,74	0,70	5,68	6,03	6,20	6,30	6,43	6,50	6,66	—	—
2-5	Альбитофир	Альбит (70—75%), карбонаты (10%), кварц (5%), хлорит (20%), магнетит (50%)	»	2,73	—	5,50	6,04	6,17	6,20	6,27	—	—	—	—
106-68	Туф порфирита	Обломки (60—65%): альбитолигоклаз (20—25%), порфириты (35—40%) Цемент: стекловат с микролитами плагиоклаза	»	2,71	1,80	5,83	5,90	6,05	6,07	6,10	—	—	—	—
109-20	То же	Обломки (60—65%): плагиоклаз (40—45%), пироксен (8—10%), порфириты (5—6%) Цемент: стекловатый, хлоритизированный	»	2,71	2,20	5,63	5,73	5,80	6,18	6,37	6,45	6,60	—	—
61-5	Туф кислото-го состава	Обломки (50—55%): кварц (10%), полево-й шпат (15—20%), плагиоклаз (20—25%) Цемент: стекловатый, карбонатизированный	»	2,69	—	5,50	5,82	5,85	6,00	6,15	—	—	—	—
37-4	Порфирит	Вкрапленники: плагиоклаз (20—25%), кварц (1—2%) Основная масса: микролиты плагиоклаза, хлорит (15%)	»	2,68	—	5,57	5,68	5,82	5,98	6,06	—	—	—	—
28-25	»	Вкрапленники: плагиоклаз, кварц Основная масса: микролиты плагиоклаза	»	2,68	—	5,89	5,90	6,00	6,13	6,22	—	—	—	—
83-41	»	Вкрапленники: плагиоклаз (55—60%) Основная масса: стекловатая с микролитами плагиоклаза, хлорит (10—12%)	»	2,67	1,80	5,50	5,80	6,00	6,50	6,70	6,80	—	—	—
42-73	»	Вкрапленники: плагиоклаз (10—15%) Основная масса: кварц, калишпат, амфиболы (10%), биотит (5%)	»	2,65	—	5,50	5,55	5,60	5,65	5,80	5,85	5,97	—	—

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
15-5	Порфирит	Вкрапленники: андезин Основная масса: стекловатая с микролитами плагиоклаза, карбонатизированная	Девон	2,63	1,10	6,08	6,34	6,35	6,40	6,42	—	—	—	—
11-25	Порфир кварцевый	Вкрапленники: ортоклаз (10—15%), кварц (10—15%) Основная масса: микрофельзитовая	»	2,62	2,20	5,47	5,57	5,77	5,93	6,06	—	—	—	—
9-7	То же	Вкрапленники: кварц (5—6%), ортоклаз (15—20%) Основная масса: фельзитовая кварцево-полевошпатовая	»	2,61	0,50	5,22	5,43	5,60	5,70	5,80	5,90	6,08	—	—
15-1	Туф кристаллокастический	Обломки (60 — 65%): плагиоклаз, кварц, пироксен Цемент: стекловат с осколками плагиоклазов кварца	»	2,61	1,20	6,11	6,27	6,30	6,34	6,37	—	—	—	—
9-6	Порфир кварцевый	Вкрапленники: кварц (5—6%), ортоклаз (12—15%) Основная масса: фельзитовая, кварцево-полевошпатовая	»	2,61	—	5,50	5,67	5,90	5,95	6,00	—	—	—	—
30-80	Туф кислото состава	Обломки (50 — 55%): кварц (15—20%), ортоклаз (15 — 20%), альбит (10—15%) Цемент: кварцево-поле-	»	2,59	2,60	5,26	5,63	5,68	5,70	5,80	5,85	5,95	—	—

их туфы, порфириды основного состава, альбитофиры и андезиты различных возрастов (табл. 13 и рис. 12).

По значениям скорости V_p эффузивные породы разделяются на три группы. Породы основного и среднего состава обладают более повышенными значениями скорости.

Рис. 12. Изменение скорости распространения продольных волн в эффузивных породах в зависимости от давления. 1 — порфириды и туфы основного и среднего состава; 2, 3 — порфиры, альбитофиры и туфы кислого состава.



При давлении 4000 кг/см^2 скорость в пироксено-плаггиоклазовых, пироксено-роговообманковых и андезитовых порфиридах и их туфах достигает $6,7\text{--}6,9 \text{ км/сек}$. В порфирах и их туфах — породах кислого состава — она при таком же давлении не превышает 6 км/сек . В альбитофирах, порфиридах и их туфах (породах переходного состава от гранитов к диоритам) скорость находится в диапазоне $6\text{--}6,2 \text{ км/сек}$.

Дифференциация эффузивных пород по значениям скорости V_p повторяет поведение интрузивных пород. Однако абсолютная величина скорости V_p в интрузивных породах выше, чем в их излившихся аналогах. Это видно при сравнении средних значений скоростей V_p (табл. 15). Кроме того, начальные изменения скорости в функции от давления у эффузивных пород носят иной характер, чем у интрузивных (рис. 13). У первых изменение скорости происходит более плавно и рост ее в основном наблюдается до давления $3000\text{--}4000 \text{ кг/см}^2$.

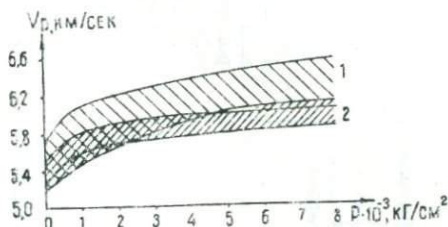


Рис. 13. Сопоставление скоростей распространения продольных волн в гранитах (1) и кварцевых порфирах (2) при высоких давлениях.

Отмеченные различия в скоростях для интрузивных и эффузивных пород можно объяснить их структурно-текстурными особенностями. Так, под действием приложенного давления скорость в тех и других породах возрастает. Одна-

Скорость распространения продольных волн в метаморфических и осадочных породах при высоких давлениях

№ образца	Порода	Основной состав	Возраст	Плотность, г/см ³	Пористость, %	Скорость продольных волн (км/сек) при давлении (кг/см ²)							
						I	500	1000	4000	6000	9000	12000	15000
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
91-52	Эклогит роговообманковый	Гранат (35%), омфациит (30%), роговая обманка (15%), кварц (18%)	Докембрий	3,30	—	6,75	6,99	7,12	7,50	7,60	7,69	7,75	7,80
84-4	То же	Гранат (40%), омфациит (5%), роговая обманка (15%)	То же	3,20	—	7,33	7,40	7,49	7,63	7,66	7,70	7,80	7,85
302-40	Амфиболит	Роговая обманка (60%), плагиоклаз (40%)	» »	3,15	—	6,40	6,67	6,75	7,04	7,17	7,30	7,33	7,38
63-13	Хлорито-амфиболовый сланец	Роговая обманка (40—45%), хлорит (10—15%), кварц (5—6%), эпидот (1—2%), гранаты (1—2%)	» »	3,11	1,30	6,30	6,45	6,56	6,89	7,04	7,32	—	—
63-41	Амфиболит	Плагиоклаз (50—55%), роговая обманка (35—40%), пироксен (3%), эпидот (1%)	» »	3,08	—	6,37	6,69	6,88	7,38	7,44	7,53	—	—
63-34	Амфиболитовый сланец	Плагиоклаз (35—40%), амфиболы (50—55%), хлорит (5—6%), кварц (2—3%)	» »	3,08	1,30	6,06	6,46	6,69	7,00	7,02	—	—	—
И-86	Кварц-гранато-амфиболовый сланец	Роговая обманка, гранат, кварц, флогопит, кальцит	» »	3,08	—	6,83	6,86	6,94	6,95	6,96	6,98	7,00	7,02
35-8	Эклогит измененный	Гранат, плагиоклаз, кварц, флогопит, кальцит	» »	3,07	—	6,20	6,60	6,78	7,03	7,10	7,17	7,18	7,20
63-12	Хлорито-амфиболовый сланец	Амфиболы (60—65%), кварц (5—6%), хлорит (15—20%), эпидот (1—2%)	» »	3,05	1,60	6,03	6,18	6,30	6,71	6,98	7,22	—	—
63-40	Амфиболит	Роговая обманка (50—55%), плагиоклаз (30—35%), хлорит (3—4%), кварц (6—8%)	» »	3,04	—	6,35	6,57	6,77	7,33	7,35	7,46	—	—
60-23	»	Амфиболы (85—90%), кварц (4—5%), хлорит (3—4%)	» »	3,03	—	6,28	6,55	6,73	7,17	7,18	7,20	—	—
60-13	Актинолитовый сланец	Актинолит (70%), кварц (15—20%), рудный минерал (5—6%)	» »	3,01	2,00	6,22	6,76	6,90	7,04	7,10	7,25	—	—
А-530	Амфиболит	Роговая обманка (50%), плагиоклаз (50%)	» »	2,98	—	6,18	6,26	6,43	6,72	6,83	7,03	7,05	7,10
113-83	Амфиболит кварцевый	Роговая обманка (75—80%), кварц (8—10%), рудный минерал (5—6%), эпидот (1—2%)	» »	2,96	—	6,85	6,93	6,94	7,03	7,10	7,20	—	—
А-908	Амфиболовый сланец	Роговая обманка, хлорит (5%)	» »	2,91	—	6,80	6,85	6,93	7,18	—	—	—	—
23-1970	Хлорито-кварцевый сланец	Кварц, хлорит, эпидот, пирит	» »	2,89	—	6,14	6,40	6,53	6,65	6,80	6,84	6,86	6,90
42-13	Кварцево-эпидото-хлоритовый сланец	Кварц, серицит, хлорит, эпидот, кальцит, роговая обманка	» »	2,89	—	6,42	6,55	6,64	6,81	6,84	6,90	6,93	6,96
269-8	Мрамор	Кальцит	» »	2,85	—	4,70	5,03	5,90	6,72	—	—	—	—

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
80-16	Порфиرويد	Вкрапленники (20%): кварц, калишпат, плагиоклаз Основная масса: кварц, калишпат, плагиоклаз	До-кембрий	2,66	—	5,40	5,74	5,81	5,96	6,12	6,22	6,25	6,29
A-1311	Гнейс	Кварц (25%), андезин (25%), калишпат (15%), биотит (15%), серицит (6%), роговая обманка (12%)	То же	2,66	—	4,53	6,18	6,30	6,48	6,51	6,56	6,58	6,63
67-64	Полевошпатовый сланец	Плагиоклаз, кварц, мусковит, биотит	» »	2,65	—	5,65	6,05	6,20	6,44	6,48	6,50	6,52	6,55
257-41	Двуслюдистый сланец (гнейс)	Кварц (50%), плагиоклаз (35%), мусковит и биотит (15%)	» »	2,64	—	5,40	5,67	5,71	5,89	6,02	6,19	6,25	6,30
283-7	Кварцит	Кварц, ед. чешуйки биотита	» »	2,64	—	4,90	5,18	5,54	5,94	—	—	—	—
85-16	Микрокварцит	Кварц (98—99%)	» »	2,64	—	5,80	5,87	5,92	6,05	6,06	6,06	—	—
85-15	Кварцит	Кварц (98—99%)	» »	2,64	1,50	5,78	5,80	5,82	5,94	5,99	6,00	—	—
A-502	Кварц-полевошпатовый сланец	—	» »	2,63	—	5,90	—	—	6,03	—	—	—	—
Ж-150	Кварцит	Кварц	» »	2,61	—	5,64	5,78	5,92	6,08	—	—	—	—
459	Гранатовый скарн	Гранат, актинолит, кальцит, кварц, лейкоксен	» »	3,29	—	5,60	6,00	6,18	6,64	6,78	6,84	6,86	6,88
14-1	Песчаник	Обломки: кварц (10—15%), полевые шпаты (20—25%) Цемент: известково-глинистый	Ордовик	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
				2,74	1,50	6,06	6,26	6,31	6,54	—	—	—	—
68-17	Песчаник метаморфизованный	Обломки: кварц (30%), полевой шпат (10%) Цемент: кварц-полевошпатовый, серицит	То же	2,74	1,40	5,21	5,42	5,67	6,05	6,27	6,30	—	—
31-141	Песчаник полимиктовый	Обломки (75—80%): кварц (25%), плагиоклаз (10%), калишпаты (25%), порфириты (10%) Цемент: кварцевый	Силур	2,78	—	5,50	5,70	5,89	6,03	—	—	—	—
45-19	Песчаник	Обломки: кварц, плагиоклаз, порфирит, калишпаты Цемент: кварцево-полевошпатовый	»	2,69	1,50	4,57	4,72	4,86	5,38	—	—	—	—
31-100	Песчаник полимиктовый	Обломки: кварц, калишпат, плагиоклаз, эпидот, порфириты, сланцы, кварциты, песчаники и др.	»	2,66	—	5,30	5,40	5,56	5,90	5,96	6,07	6,08	6,10
85-1	Песчаник	Обломки (60—65%): кварц (30%), полевошпаты (35%), кварциты и эффузивы (3%) Цемент: кварц-хлоритовый	»	2,66	0,40	5,81	—	6,18	6,40	—	—	—	—
85-2	»	Обломки (50—60%): кварц (30%), полевой шпат (30%) Цемент: кварцево-полевошпатовый	»	2,65	1,90	5,60	—	5,86	6,07	6,27	6,40	—	—
70-32	»	Обломки (50—55%): кварц (30%), полевой шпат (15%), породы (5%) Цемент: кварцево-полевошпатовый	Девон	2,70	1,50	5,77	6,10	6,15	6,32	—	—	—	—

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
40-29	Песчаник полимиктовый	Обломки (65 — 70%): кварц (20%), калишпат (35%), плагиоклаз (5—6%), биотит (3—4%), амфиболы (6%) Цемент: кварцево-полевошпатовый	Девон	2,69	1,80	5,56	5,62	5,68	6,16	6,25	6,34	—	—
105-71	Конгломерат	Обломки: кварц, калишпат, породы Цемент: кварцево-полевошпатовый	»	2,67	—	4,60	5,42	5,53	5,90	—	—	—	—
39-88	Песчаник	Обломки: кварц (20%), плагиоклаз (2%), калишпат (20%), эффузивы (2—3%) Цемент: известковистый	»	2,66	1,50	4,70	5,37	5,48	5,70	—	—	—	—
64-30	»	Обломки: кварц, калишпат, порфириты Цемент: кварцевый, глинистый	»	2,54	7,00	5,37	5,48	5,54	5,96	6,05	6,10	—	—
964-330	Известняк	Кальцит (98%), кварц (1—2%)	»	2,73	1,10	5,86	6,00	6,20	6,20	6,40	6,62	—	—
1206-297	»	Кальцит (97%), кварц (2%)	»	2,67	0,30	6,10	6,22	6,26	6,32	6,40	6,66	—	—
964-367	»	Кальцит, доломит (2%), кварц (2%)	»	2,72	1,50	5,99	—	6,00	6,20	—	—	—	—
1671	Мергель	Карбонаты, глинистое вещество	»	2,65	4,00	5,85	6,04	6,10	6,25	6,35	6,37	—	—
2-100	Известняк	Кальцит (98%), кварц (2%)	Карбон	2,68	—	5,65	5,83	5,92	6,10	—	—	—	—
26-112	»	Кальцит (97%), доломит (2%), кварц (1%)	То же	2,66	1,48	5,67	5,80	5,86	6,07	—	—	—	—
24-178	»	Кальцит, глинистое вещество	»	»	—	3,80	5,35	5,80	6,00	6,02	—	—	—
24-67	Алевролит	Состоит из пелита и обломков кварца, полевошпата	»	»	2,09	15,40	3,46	3,67	3,77	3,91	—	—	—
4451-482	Песчаник красный алевролитовый	Обломки: кварц (25%), плагиоклаз (10%), калишпаты (45%) Цемент: железистый, карбонатизированный	»	»	2,69	1,84	4,70	4,94	5,16	5,55	—	—	—
4478-430	Песчаник красный	Обломки: кварц (25%), плагиоклаз (15%), полевые шпаты (30%), породы (10%) Цемент: кварцево-полевошпатовый	»	»	2,67	—	4,80	4,98	5,09	5,42	—	—	—
4451-440	То же	Обломки: кварц (20—25%), полевые шпаты (35%), породы (15%) Цемент: кварцево-полевошпато-известковый	»	»	2,67	1,50	5,67	6,00	6,07	6,24	6,30	6,38	—
4524-168	Песчаник серый	Обломки: кварц (15%), плагиоклаз (12%), калишпат (30%), породы (6%) Цемент: кварцево-полевошпатовый	»	»	2,68	1,48	5,05	5,35	5,46	5,78	—	—	—
3929-289	То же	Обломки: кварц (20%), плагиоклаз (10%), калишпат (30%), породы (7%) Цемент: кварцево-полевошпатовый, карбонатизированный	»	»	2,66	1,90	5,23	5,45	5,58	5,76	—	—	—

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
4451-152	Песчаник серый	Обломки (55 — 60%): кварц (20%), полевые шпаты (35%), кварци- ты (2%) Цемент: кварцево-поле- вошпатовый	Карбон	2,66	1,48	4,47	4,70	4,88	5,33	—	—	—	—
4454-167	Конгломе- рат	Обломки: известняки (15%), полевые шпаты (20%), кварц (10%), породы (5%) Цемент: кварцево-поле- вошпатовый, известко- вый	»	2,68	1,84	4,90	5,10	5,22	5,51	—	—	—	—
4454-178	Аргиллит	Обломки (70%): кварц (25%), полевые шпаты (20%), кальцит (10%), породы (15%) Цемент: кварцево-поле- вошпатовый	»	2,70	—	4,46	4,54	4,71	5,26	—	—	—	—
116-14	Известняк	Кальцит (99%), кварц (1%)	Пермь	2,68	1,47	5,96	6,30	6,38	6,53	—	—	—	—
116-10	»	Кальцит (99%), кварц (1%)	»	2,68	1,84	6,15	6,22	6,27	6,37	—	—	—	—
8-20	Мергель	Пелитовая масса со- стоит из карбонатно- глинистого вещества и кальцита	»	2,67	1,80	6,05	6,21	6,37	6,67	—	—	—	—

Средние значения скорости (км/сек) в различных породах при высоких давлениях ($\kappa\Gamma/\text{см}^2$)

Генезис пород	Породы	Количество образцов	Скорость при давлении, $\kappa\Gamma/\text{см}^2$			
			1	4000	10 000	15 000
Интрузивные	Граниты	25	4,85	6,33	6,46	6,58
	Гранодиориты	7	5,22	6,63	—	—
	Диориты	7	5,90	6,74	6,94	7,00
	Габбро	7	6,30	7,03	7,13	7,32
	Пироксениты	3	6,60	7,43	7,97	8,15
	Перидотиты	2	6,94	7,91	8,08	—
	Перидотиты измененные	3	6,63	7,30	7,40	7,47
Эффузивные	Серпентиниты	4	5,91	6,36	6,76	—
	Сиенит-порфиры	1	5,26	6,03	—	—
	Диабазовые порфиры	1	6,08	6,74	—	—
	Порфириты андезитовые, пироксенороговообманковые и их туфы	10	6,00	6,50	6,70	—
	Альбитофиры, порфириты и их туфы	9	5,7	6,16	6,30	—
	Порфиры и их туфы	16	5,1	5,80	6,00	—

ко в интрузивных породах она увеличивается резко, чем в эффузивных, так как зерна (кристаллиты) в первых приходят под действием давления в непосредственное соприкосновение между собой, контакты между ними улучшаются, вследствие чего упругость пород повышается.

Изменение скорости с давлением в эффузивных породах зависит от физического состояния (механических дефектов) и упругости основной цементирующей массы, которая играет роль среды, передающей давление на обломки (вкрапленники). Но упругость основной массы невелика, что связано с ее составом. Обычно обломочный материал в эффузивных породах как бы плавает в стекловатой, аморфной массе, и скорость с повышением давления изменяется незначительно.

Скорость продольных волн в метаморфических породах. В таблице 14 сведены экспериментальные значения скорости при различных всесторонних давлениях в докембрийских метаморфических породах и их основной минералогический состав. По данным этой таблицы был сделан рисунок 14, где показаны поля скорости при давлениях от 1 до 15 000 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$. По значениям скорости породы разделяются на четыре группы.

Для пород первой группы, куда входят эклогиты, скорость при давлении $15\ 000\ \text{кг/см}^2$ равна в среднем $7,85\ \text{км/сек}$.

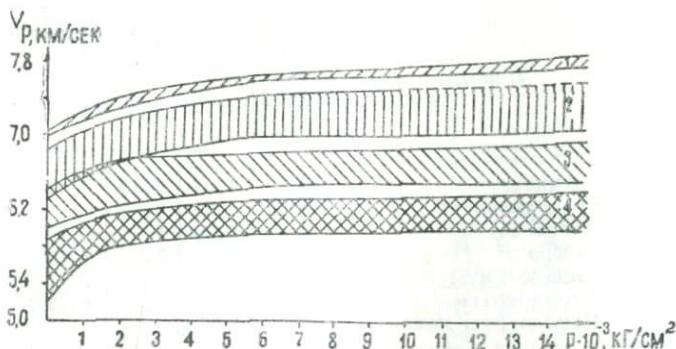


Рис. 14. Изменение скорости распространения продольных волн в образцах метаморфических пород в зависимости от давления. 1 — эклогиты; 2 — амфиболиты, амфиболовые, гранато-сланцевые сланцы; 3 — сланцы, порфиритоиды; 4 — кварциты, гнейсы, порфириоиды и сланцы.

Во вторую группу объединены амфиболиты, актинолитовые и амфиболовые сланцы, у которых скорость при таком же давлении возрастает до $7,1—7,6\ \text{км/сек}$ при среднем значении $7,3\ \text{км/сек}$. Различие в скоростях для этих двух групп достигает $0,5—0,6\ \text{км/сек}$.

Хлорито-кварцевые, мусковито-кварцевые, эпидото-хлорито-кварцевые, кварцево-амфиболовые сланцы, порфиритоиды и гнейсы входят в третью группу. Скорость в породах этой группы при давлении $15\ 000\ \text{кг/см}^2$ составляет $6,6—6,9\ \text{км/сек}$ и соответствует пределам изменения скорости в диоритах. Среднее значение скорости равно $6,75\ \text{км/сек}$.

Метаморфические породы кислого состава четвертой группы (кварциты, порфириоиды, гнейсы и кварцевые, кварцево-полевошпатовые, кварцево-полевошпато-сланцевые) характеризуются низкими значениями скорости V_p ($6,1 \pm 0,2\ \text{км/сек}$). Таким образом, в распределении скорости по типам пород в зависимости от состава устанавливается та же закономерность, которая была отмечена выше для изверженных.

Скорость продольных волн в осадочных породах. Из осадочных пород при высоких давлениях испытывались конгломераты, песчаники, аргиллиты, известняки и мергели различных возрастов (табл. 14).

Четкой дифференциации осадочных пород по значениям скорости не наблюдается (рис. 15). Относительно повышена скорость V_p в известняках, мергелях, метаморфизованных

песчаниках нижнего палеозоя и нижнего девона. Ниже она в песчаниках и конгломератах каменноугольной системы, где характеризуется широким диапазоном изменений.

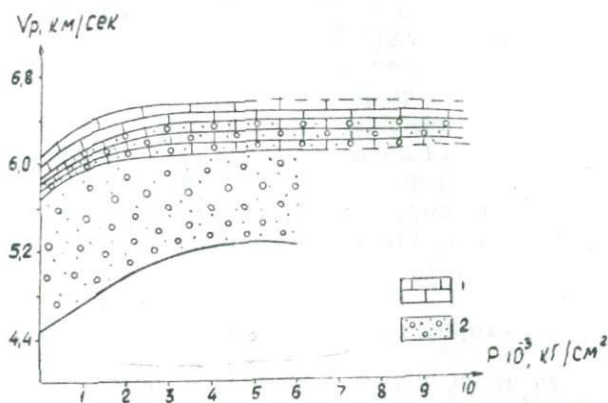


Рис. 15. Изменение скорости распространения продольных волн в осадочных породах с давлением. 1 — известняки; 2 — конгломераты, песчаники.

При давлении 4000 кг/см^2 скорость распределяется следующим образом: в известняках и мергелях — $6,2\text{--}6,6 \text{ км/сек}$ (соответствует скорости в гранитах), в конгломера-

Таблица 16

Скорость распространения продольных волн в породах разного состава

Интервал скорости при $P=4000 \text{ кг/см}^2$	Породы
До 6,0	Граниты, песчаники, конгломераты, аргиллиты, алевролиты, порфиры и их туфы
6—6,4	Граниты, известняки, мергели, порфириты и их туфы, серпентиниты, сиениты, сланцы кислого состава, гнейсы, кварциты, порфириоиды
6,4—6,8	Гранодиориты, диориты, порфириты и их туфы, порфиритоиды, сланцы среднего состава
6,8—7,2	Габбро-амфиболовые и амфиболо-хлоритовые, актинолитовые, кварцево-гранатовые сланцы, мраморы
7,2—7,6	Амфиболиты, измененные перидотиты и пироксениты
7,6—8,0	Эклогиты, пироксениты, перидотиты
8—8,2	Перидотиты, пироксениты
8,2—9,0	Титанхондрит-пироповые породы

тах, песчаниках и аргиллитах — 5,2—5,8 км/сек. Известковистые песчаники занимают промежуточное положение.

Из приведенного выше анализа видно, что у пород разного генезиса и состава скоростные характеристики иногда перекрывают друг друга (табл. 16).

Скорость в известняках и гранитах, например, почти одинакова; интервал скорости 6—6,4 км/сек соответствует осадочным, магматическим и метаморфическим породам и т. д. В то же время количество разновидностей пород, попадающих в тот или иной скоростной интервал, уменьшается с повышением скорости. Например, величиной скорости 8 км/сек характеризуются только породы ультраосновного состава.

Плотность горных пород при высоких давлениях

Плотность интрузивных пород. При высоких давлениях (до 15 000 кг/см²) плотность изучена на следующих разновидностях интрузивных пород: гранитах, гранодиоритах, диоритах, габбро, пироксенитах и перидотитах. По возрасту они охватывают период докембрий — пермь (табл. 13, 17).

При повышении давления от 1 до 15 000 кг/см² плотность разных интрузивных пород возрастает от 1,5 до 5% (рис. 16). Наибольшие изменения плотности здесь наблюда-

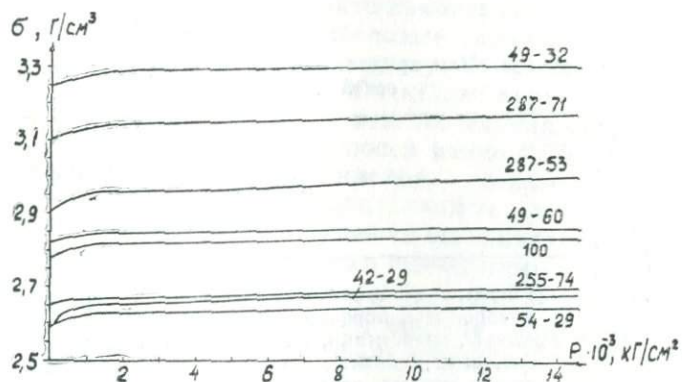


Рис. 16. Зависимость плотности интрузивных пород от давления.

ются при давлениях до 4000 кг/см². При более высоких давлениях в характере кривых плотность — давление для различных пород имеется заметное различие. Плотность основных и ультраосновных пород при давлении 4000 кг/см² и выше увеличивается незначительно. Кривые плотность —

Плотность горных пород при высоких давлениях

№ образца	Породы	Давление, кг/см ²					
		1	1000	4000	6000	10 000	15 000
1	2	3	4	5	6	7	8
Интрузивные породы							
C-16	Горнблендит	3,34	3,377	3,411	3,415	3,417	3,419
49-32	Пироксенит	3,25	3,273	3,294	3,296	3,299	3,302
287-71	Перидотит	3,11	3,122	3,155	3,157	3,160	3,163
287-70	»	3,05	3,105	3,134	3,136	3,137	3,138
1	Габбро	3,01	3,049	3,090	3,092	3,098	3,101
A-C-2	»	2,91	2,933	2,953	2,954	2,956	2,957
287-53	»	2,91	2,960	2,978	2,984	2,994	3,004
A-544	Банатит	2,90	2,924	2,939	2,941	2,943	2,944
49-60	Диорит	2,82	2,837	2,853	2,856	2,863	2,869
259-1	Диорит кварцево-биотитовый	2,71	2,750	2,753	2,755	2,756	2,757
100	Гранодиорит	2,78	2,812	2,827	2,831	2,834	2,838
255-74	Гранит	2,65	2,662	2,679	2,684	2,694	2,702
257-91	Гранит лейкокра- товый	2,62	2,649	2,672	2,677	2,684	2,692
304-38	Гранит	2,62	2,658	2,669	2,679	2,689	2,701
544	Пегматит	2,62	2,643	2,663	2,670	2,675	2,680
303-8	Гранит	2,60	2,630	2,653	2,658	2,665	2,675
38-25	»	2,59	2,620	2,634	2,638	2,644	2,650
B-437	»	2,59	2,618	2,636	2,638	2,641	2,644
42-29	»	2,58	2,640	2,662	2,667	2,676	2,684
35-1	Гранит-порфир	2,58	2,613	2,618	2,620	—	—
A-911	Микропегматит	2,57	2,581	2,593	2,599	2,600	2,615
296-35	Гранит аплитовый	2,55	2,600	2,622	2,630	2,640	2,648
Эффузивные и осадочные породы							
A-504	Туф среднего состава	2,72	2,753	2,776	2,782	2,789	2,793
A-1308	Песчаник	2,67	2,712	2,733	2,738	2,745	2,751
4451-440	»	2,67	2,712	2,732	2,734	2,737	2,739
Метаморфические породы							
91-52	Эклогит	3,30	3,335	3,350	3,354	3,358	3,359
84-4	»	3,21	3,239	3,270	3,278	3,280	3,283
302-40	Амфиболит	3,15	3,171	3,181	3,192	3,201	3,210
И-86	Кварцево-гранато-амфиболовый сланец	3,08	3,113	3,126	3,128	3,129	3,130
35-8	Эклогит	3,07	3,097	3,109	3,116	3,121	3,124
A-530	Амфиболит	3,00	3,028	3,051	3,053	3,056	3,060
461	Гнейс	2,91	2,945	2,968	2,976	2,982	2,987
23-1970	Хлорито-кварцевый сланец	2,89	2,939	2,969	2,978	2,989	2,995

1	2	3	4	5	6	7	8
42-13	Кварцево-эпидото-хлоритовый сланец	2,89	2,925	2,947	2,949	—	—
A-3	Кварцево-гранатослюдистый сланец	2,85	2,881	2,901	2,903	2,907	2,910
26-1866	Карбонатно-кварцево-хлоритовый сланец	2,79	2,832	2,857	2,864	2,870	2,874
260	Гнейс	2,78	2,841	2,871	2,885	2,901	2,914
26-1904	Мусковито-кварцевый сланец	2,73	2,832	2,848	2,855	2,859	2,863
89-27	Кварцево-мусковитовый сланец	2,71	2,760	2,785	2,792	2,807	2,816
80-16	Порфирид	2,67	2,739	2,789	2,810	2,816	2,821
80-3	»	2,67	2,731	2,739	2,743	—	—
A-1311	Гнейс	2,66	2,708	2,724	2,725	2,728	2,730
257-41	Двуслудистый сланец	2,65	2,685	2,719	2,728	2,738	2,751
67-64	Полевшпатовый сланец	2,65	2,687	2,715	2,718	2,720	2,721

давление выполаживаются, и рост плотности замедляется. У ультраосновных и основных пород увеличение плотности при давлении до $15\ 000\ \text{кг/см}^2$ в основном не превышает 2%. Исключение составляют сильно измененные породы, для которых изменение плотности достигает 3% (например, скаполитизированные габбро, обр. 287-58). Аномально высокие значения $\Delta\sigma^*$ характерны для пород кислого состава. Так, для отдельных образцов гранитов приращение плотности при давлении $15\ 000\ \text{кг/см}^2$ относительно начальной достигает 4%. При этом увеличение плотности в гранитах зависит от начального ее значения: чем ниже плотность в атмосферных условиях, тем больше она изменяется от давления (табл. 18).

Незначительное изменение плотности характерно для гранит-порфиров и мелкозернистых гранитов.

При высоких давлениях различие интрузивных пород по плотности не исчезает, а наоборот, проявляется ярче и нагляднее, чем скоростная (рис. 16). При давлениях $10\ 000—15\ 000\ \text{кг/см}^2$ плотность распределена следующим образом (г/см^3): пироксениты и горблендиты — 3,30—3,35, габбро — 2,95—3,10, диориты — 2,80—2,90, гранодиориты — 2,75—2,80 и граниты — 2,65—2,70. Дифференциация пород по плотности, как видно, соответствует их основности.

* $\Delta\sigma = \frac{\sigma_p - \sigma_0}{\sigma_0} \cdot 100\%$, где σ_0 — значение плотности при атмосферном давлении, σ_p — при давлении P .

Изменение плотности гранитов в зависимости от давления

№ образца	Плотность ($г/см^3$) при		Приращение плотности, %
	$P=1 \text{ кг}/см^2$	$P=15\,000 \text{ кг}/см^2$	
257-91	2,62	2,692	2,74
304-38	2,62	2,701	3,09
255-74	2,65	2,702	1,96
544	2,62	2,680	2,29
42-29	2,58	2,684	4,04
296-35	2,55	2,648	3,84

При достигнутых давлениях плотность пород (объемный вес) остается меньше минералогической плотности (удельный вес). Например, плотность гранитов даже при давлении $15\,000 \text{ кг}/см^2$ не превышает $2,70 \text{ г}/см^3$ и варьирует в пределах $2,65—2,70 \text{ г}/см^3$. Переход из одной группы пород в другую сопровождается скачком плотности. Наибольший и стабильный скачок ($0,25—0,30 \text{ г}/см^3$) наблюдается между основными и ультраосновными породами. Менее значительны плотностные скачки между породами основного и среднего состава, между породами среднего и кислого состава.

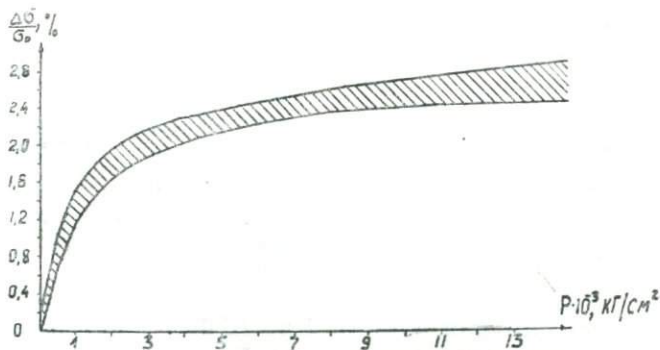


Рис. 17. Приращение плотности эффузивных и осадочных пород в зависимости от давления.

Плотность эффузивных и осадочных пород. Из эффузивных и осадочных пород всего было испытано три образца — два песчаника и один туф среднего состава (табл. 17). Как и в интрузивных породах, плотность в них резко изменяется при давлениях до $4000 \text{ кг}/см^2$ (рис. 17), но даже при давлении $15\,000 \text{ кг}/см^2$ она не достигает 3%. Выше давления $4000 \text{ кг}/см^2$ плотность эффузивных и осадочных пород из-

меняется очень незначительно. Туф среднего состава имеет плотность $2,79 \text{ г/см}^3$, т. е. она стремится к пределу плотности гранодиорита и диорита, но в условиях наших опытов не достигла ее. Плотность песчаника в среднем равна $2,75 \text{ г/см}^3$ ($P=15\,000 \text{ кг/см}^2$). Она на $0,05 \text{ г/см}^3$ выше плотности гранитов и на $0,05-0,1 \text{ г/см}^3$ ниже плотности гранодиорита и диорита.

Плотность метаморфических пород. Испытанию при высоких давлениях были подвергнуты самые различные породы этой группы, начиная от эклогитов до кислых гнейсов включительно (табл. 17).

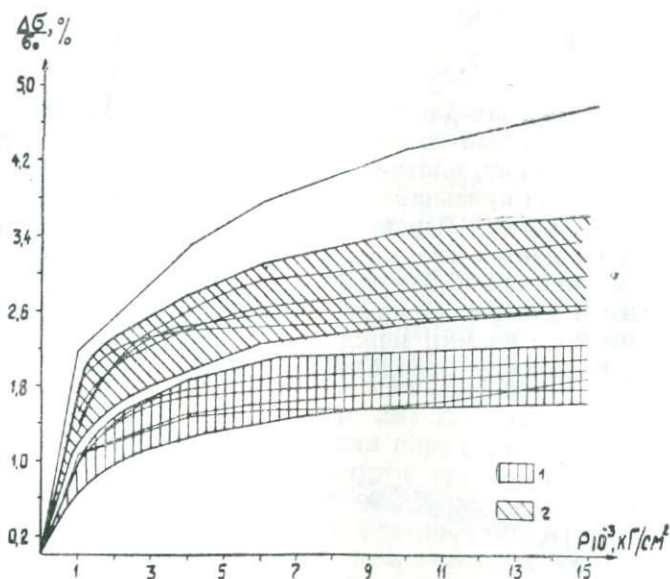


Рис. 18. Приращение плотности метаморфических пород в зависимости от давления. 1 — амфиболиты, эклогиты; 2 — гнейсы, порфиroidы и сланцы.

При изменении давления от 1 до $15\,000 \text{ кг/см}^2$ плотность пород в основном увеличивается от 1,5 до 3% (рис. 18). На этом фоне наблюдаются случаи, когда плотность изменяется при тех же давлениях на величину до 4,8%. Такие большие изменения отмечаются в гнейсах (обр. 260) и в мусковитокварцевых сланцах (обр. 26-1904). Наиболее резкие изменения плотности, так же как и скорости, происходят при давлениях до $4\,000 \text{ кг/см}^2$.

Резкие и большие изменения плотности при высоких давлениях в гнейсах, слюдяно-кварцевых сланцах приводят к тому, что она оказалась равной или даже превышающей

плотность диорита и габбро (табл. 17). Плотность эклогитов, амфиболитов, гранато-амфиболовых сланцев возрастает при тех же давлениях в значительно меньших пределах и, как правило, приращение не превышает 2,5%.

Были подсчитаны средние значения изменения плотности для докембрийских пород Улутауского и Сарысу-Тенизского района на западе и Атасуйского — на востоке (табл. 19).

Таблица 19

Средние значения приращения плотности пород при различных давлениях

Район	Приращение плотности (%) при давлении ($\kappa\Gamma/\text{см}^2$)				
	1	1000	4000	10 000	15 000
Улутау-Сарысу-Тенизский	0	1,40	1,9	2,50	2,70
Атасуйский	0	1,50	2,3	3,00	3,50

Из таблицы видно, что разница в значениях $\Delta\sigma$ для двух районов существенная. Такой характер $\Delta\sigma$ следует объяснить тем, что в докембрийских породах Улутауского и Сарысу-Тенизского поднятий плотные породы (амфиболиты, амфиболовые сланцы и т. д.) играют заметную роль. Плотность их с давлением изменяется в меньшем диапазоне, чем в более кислых породах. В Атасуйском районе обнажаются порфириды, различные сланцы (кварцево-хлоритовые, кварцево-серпичитовые и т. д.), плотность их имеет большую зависимость от давления.

При давлениях 10 000—15 000 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$ повышенная плотность у эклогитов (3,36 $\text{г}/\text{см}^3$), амфиболитов (3,1—3,2 $\text{г}/\text{см}^3$), кварцево-гранато-амфиболовых сланцев (3,13 $\text{г}/\text{см}^3$). Плотность полевошпатовых, двуслюдистых сланцев и порфиридов колеблется от 2,7 до 2,8 $\text{г}/\text{см}^3$ при тех же давлениях. Плотность кварцево-эпидото-хлоритовых, карбонатно-кварцево-хлоритовых и кварцево-гранато-сланцевых сланцев немного выше и изменяется в диапазоне 2,9—3,0 $\text{г}/\text{см}^3$.

Плотность и скорость для эклогитов из Северного Казахстана оказались ниже, чем для других районов. В частности, эклогиты из Японии имеют плотность 3,4—3,5 $\text{г}/\text{см}^3$ даже в атмосферных условиях [177]. Низкое значение плотности эклогитов в Северном Казахстане объясняется присутствием в них кварца в количестве до 15—20%.

Эклогиты, габбро и амфиболиты имеют почти одинаковый химический состав, но различаются по минералогическому составу. Это различие отражается на плотности. Плотность эклогитов высока ($3,4 \text{ г/см}^3$), у габбро она относительно низка ($3,0 \text{ г/см}^3$). Плотность амфиболитов колеблется между $3,0$ и $3,2 \text{ г/см}^3$. Повышение плотности амфиболитов по сравнению с плотностью габбро, видимо, связано с процессом метаморфизма [116].

Сопоставление с данными других авторов. Для сопоставления можно использовать плотность однотипных пород только при высоких давлениях, так как начальная плотность зависит, как отмечено выше, от физической сохранности породы (пористости, выветрелости и т. д.).

Наиболее изучена плотность гранитов и габбро. Плотность гранитов при давлении $10\,000 \text{ кг/см}^2$, по данным различных авторов, имеет следующие значения: $2,66$ [197], $2,702$ [148] и $2,674 \text{ г/см}^3$ [187]. Установленное нами среднее значение плотности гранитов при давлении $10\,000 \text{ кг/см}^2$ равно $2,672 \text{ г/см}^3$. Повышенная плотность для гранитов по Ф. Берчу [148], по-видимому, связана с тем, что он в группе гранитных пород включил и метаморфические породы — гнейсы. Известны значения плотности габбро и диабазы при тех же давлениях — $3,08$ [197], $3,023 \text{ г/см}^3$ [148]. Плотность изученного нами габбро при $10\,000 \text{ кг/см}^2$ равна $3,02 \text{ г/см}^3$.

При сравнении между собой физических свойств пород различных районов следует учесть то, что на свойства пород влияют, кроме давления, структурно-текстурные особенности, глубина образования, возраст породы. В опубликованных ранее работах такие сведения не приведены. Даже без учета этих данных сходимость плотности одноименных пород, определенная нами и другими авторами, довольно близкая. Это позволяет использовать полученные результаты при решении различных геологических задач геофизическими методами.

Пористость горных пород

Общая пористость определялась по известной методике для небольшого количества образцов с целью оценки ее влияния на плотность и скорость пород, а также на приращение плотности и скорости в зависимости от давления.

Пористость горных пород Центрального Казахстана в среднем не превышает 5% . Наиболее низка она у метаморфических пород докембрия (табл. 20) и интрузивных пород (табл. 21). В эффузивных и осадочных породах пористость достигает иногда 15% (песчаники виле). В среднем она выше у пород пермского возраста.

Пористость горных пород различных возрастов

Возраст	Породы	Количество образцов	Пористость, %	
			Средняя min—max	Средняя по возрасту
Докембрий	Кварциты	4	$\frac{1,4}{0,4-2,6}$	1,6
	Сланцы	15	$\frac{1,6}{0,3-4,2}$	
	Амфиболиты	15	$\frac{1,6}{0,7-3,3}$	
Кембрий	Осадочные	6	$\frac{1,5}{0,4-2,2}$	1,8
	Эффузивные	3	$\frac{2,3}{1,7-3,0}$	
Ордовик	Осадочные	11	$\frac{1,6}{0,4-4,1}$	1,7
	Эффузивные	5	$\frac{2,0}{1,3-3,2}$	
Силур	Осадочные	5	$\frac{1,2}{0,4-2,7}$	1,6
	Эффузивные	4	$\frac{1,8}{1,4-2,5}$	
Девон	Осадочные	8	$\frac{2,4}{1,1-4,0}$	2,3
	Эффузивные	37	$\frac{2,2}{0,5-6,5}$	
Карбон	Осадочные	21	$\frac{3}{1,1-6}$	3
Пермь	Осадочные	6	$\frac{4,5}{1,5-11,5}$	4,5

Проведенные подсчеты показывают, что пористость в докембрийских и нижнепалеозойских породах в 1,5—2 раза ниже, чем в верхнепалеозойских. Это связано с тем, что более древние породы часто залегают глубже и, следовательно, находятся под большим давлением и при большой температуре. Они в большей степени метаморфизованы, чем мо-

Пористость, удельный вес и плотность интрузивных пород при атмосферном давлении

Породы	Количество образцов	Плотность, $\frac{\text{г}}{\text{см}^3}$, средняя	Удельный вес, $\frac{\text{г}}{\text{см}^3}$, средний	Пористость, %, средняя
		min—max	min—max	min—max
Граниты	30	2,63	2,68	1,69
		2,55—2,71	2,61—2,74	0,3—4
Гранодиориты	9	2,74	2,77	1,4
		2,71—2,78	2,74—2,82	0,3—2,2
Диориты	2	2,77	2,81	1,45
		2,75—2,79	2,79—2,82	1,4—1,5
Габбро	4	2,99	3,00	0,34
		2,93—3,06	2,94—3,07	0,33—0,35
Пироксениты	2	3,25	3,29	0,9

лодые породы. В процессе метаморфизма и последующих вторичных изменений поры бывают частично заполнены вторичными минералами (карбонатами, эпидотами и др.).

Основные факторы, определяющие плотность и скорость распространения продольных волн в образцах горных пород

Плотность и скорость упругих волн в горных породах изменяются в широком диапазоне. Рассмотрим, от каких факторов они зависят.

Давление. Влияние давления на плотность и скорость распространения продольных волн в образцах горных пород проявляется в том, что у всех пород под действием давления они увеличиваются. Однако степень возрастания величин физических параметров для различных по составу и генезису пород различна.

Среди интрузивных пород плотность и скорость резче и больше изменяются у гранитов и гранодиоритов. При повышении давления от 1 до 4000 $\text{кг}/\text{см}^2$ увеличение скорости V_p у отдельных образцов гранитов достигает 75% (обр. 544), а плотности — 4%. В среднем скорость в гранитах при этих давлениях повышается на 30%, т. е. изменение глубины примерно на 1 км сопровождается увеличением скорости на 2%. Для плотности оно составляет примерно 0,2—0,3% на 1 км. У гранодиоритов скорость возрастает в среднем на 1,5%, а плотность — на 0,1% на 1 км.

Изменение скорости в зависимости от давления для диоритов ниже, чем для гранитов и, как правило, оно не превышает 25%. Среднее ее изменение достигает 15%, т. е. около 1,1% на 1 км глубины.

Для ультраосновных и основных пород повышение скорости при тех же давлениях составляет соответственно 10 и 5%, т. е. менее одного процента на каждый километр.

Приращение плотности для диоритов, габбро, перидотитов и пироксенитов с глубиной не более 0,1—0,15% на 1 км.

Следует помнить, что с глубиной возрастает влияние температуры на плотность и скорость, противоположное влиянию давления [4, 68 и др.]. Поэтому приведенные градиенты, безусловно, будут меняться в зависимости от преобладания влияния давления и температуры на физические свойства пород конкретного района.

В метаморфических породах изменение плотности и скорости при повышении давления происходит в зависимости от их состава. Наименьшие изменения скорости при давлении от 1 до 4000 кГ/см^2 наблюдаются в кварцитах (3—8%), эклогитах (4—8%), амфиболитах (2—15%) и кварцево-гранато-амфиболовых сланцах (2%), наибольшие — в гнейсах (до 43%), мусковито-кварцевых (36%), кварцево-полевошпато-слюдистых (31%), хлорито-мусковито-кварцевых сланцах (30%). В кварцево-гранато-слюдистых, кварцево-полевошпатовых, полевошпатовых сланцах, а также в гранатовом скарне и порфириодах увеличение скорости при повышении давления от 1 до 4000 кГ/см^2 находится примерно в тех же пределах, что для диоритов (12—20%).

Плотность эклогитов, амфиболитов и кварцево-гранато-амфиболовых сланцев возрастает в среднем на 1,6% при давлении от 1 до 4000 кГ/см^2 . Для пород более кислого состава приращение плотности при таком давлении выше и равно 2,6%, т. е. соответствует среднему значению изменения плотности гранитов.

В эффузивных породах скорость V_p с давлением возрастает значительно меньше, чем в интрузивных. Среди эффузивных пород большее изменение скорости происходит в туфах. В среднем для туфов докембрийского возраста оно равно 17%, ордовикского — 21%, девонского — 8,4%. Увеличение скорости в порфиритах различных возрастов следующее: докембрийских — 10%, ордовикских и силурийских — 7%, девонских — 9,6%. В порфирах оно распределено таким образом: докембрийского возраста — 17%, ордовикского — 8%, девонского — 11%.

Плотность эффузивных пород при давлениях от 1 до 4000 кГ/см^2 возрастает на 2,1%, т. е. 0,15% на 1 км.

Для осадочных пород приращение плотности в диапазоне давления 1—4000 кг/см^2 составляет в среднем 2,35%, т. е. 0,16% на 1 км.

Скорость в известняках изменяется при повышении давления от 1 до 4000 кг/см^2 в среднем на 4—7%. Большое изменение скорости наблюдается в образцах известняков, отобранных на дневной поверхности. Так, все известняки девонского возраста для испытания были взяты из скважин, глубина которых достигает 300—370 м. Скорость в них повышается в среднем на 4%. Для известняков каменноугольного и пермского возрастов изменение скорости составляет 6—7%. В песчаниках и конгломератах в зависимости от возраста оно распределено следующим образом: ордовик — 16%, силур — 13%, девон — 13%, карбон — 14%. Скорость в пермских мергелях возрастает на 10%.

Проведенные исследования подтверждают вывод [1, 21, 29—46 и др.] о том, что под действием приложенного высокого давления на образец горной породы скорость распространения продольных волн увеличивается от 1 до 100% и более по отношению к атмосферному значению. Возрастает и плотность. Форма и характер кривых плотность — давление и скорость — давление почти одинаковые. Они резко повышаются в начальной области давлений 1—2000 кг/см^2 . В дальнейшем их рост замедляется и наблюдается лишь незначительное увеличение. Под действием давления диапазон колебания физических свойств одноименных пород или пород близкого состава сужается. Так, например, скорость в гранитах в атмосферных условиях охватывает диапазон от 3,4 до 6,1 км/сек , т. е. размах равен 2,7 км/сек . Для палеозойских песчаников размах равен 2 км/сек . Это хорошо видно на рисунке 19, где показаны гистограммы скоростей для гранитов и палеозойских песчаников при различных давлениях. В атмосферных условиях отмечается два максимума распределения скорости. С повышением давления один максимум постепенно исчезает, диапазон скорости по горизонтали при определенном давлении сужается, а второй максимум возрастает. Величина давления, при которой исчезает максимум, для различных пород находится в пределах 1500—2000 кг/см^2 . Тот максимум, который исчезает с увеличением давления, связан с механическими дефектами (трещиноватостью) пород, второй обусловлен составом и другими особенностями пород. Некоторые исследователи резкое возрастание скорости объясняют в основном сокращением объема пор [33], увеличением контактов между зернами и частичным закрытием пор и микротрещин [38] под действием приложенного давления. Резкое изменение скорости в начальной области давления

Ф. Берч [147], О. И. Силаева [103] и др. объясняют закрытием пор.

Наряду с экспериментальными имеются и теоретические исследования в этом направлении. З. И. Стаховская [110]

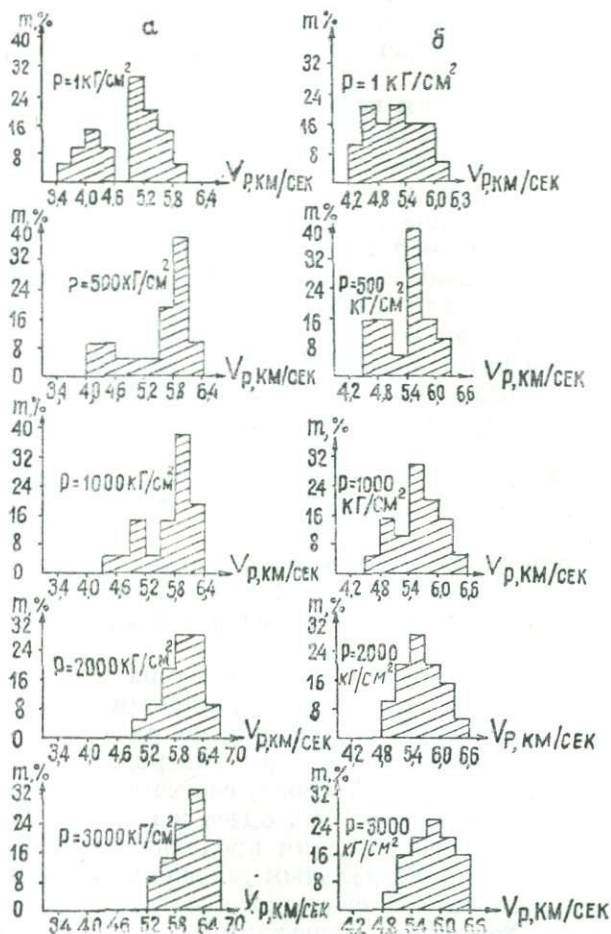


Рис. 19. Гистограммы скорости распространения продольных волн при различных давлениях: а — для гранитов, б — для песчаников.

приходит к выводу о том, что «сильное повышение упругости горных пород при повышении всестороннего давления до 1000—2000 кг/см² можно объяснить наличием щелевых пор». И. Волш [195] считает, что повышение упругости пород вызвано закрытием трещин под давлением. Если выво-

ды исследователей о преобладающей роли пористости в изменении скорости (плотности) справедливы, то, во-первых, должна существовать связь между пористостью и приращением скорости под действием приложенного давления, во-вторых, горные породы, залегающие глубже 5—8 км, не должны иметь пор. Последний вопрос имеет прямое отношение к поиску и разведке нефти и газа на глубинах, превышающих 5 км.

Наши исследования показали, что приращение плотности и скорости в образцах горных пород под действием приложенного давления зависит от ряда факторов — состава, структуры, текстуры, типа и состава цемента в осадочных породах и т. д. Больше всего влияет на приращение трещиноватость. Для докембрийских и палеозойских пород не устанавливается связь между приращением скорости в зависимости от давления и общей пористостью пород. Наоборот, пористость (табл. 20) у древних пород ниже, чем у более молодых, в то время как наибольший диапазон изменения скорости с повышением давления характерен для докембрийских метаморфических пород. Например, среднее значение приращения скорости, соответствующее повышению давления от 1 до 4000 кг/см², для пород докембрия равно 15%, а для пород нижнего и верхнего палеозоя — 12 и 10%.

Состав пород. Влияние состава пород на физические свойства обсуждалось во многих работах [8, 11, 12, 21, 32, 40, 132 и др.]. Частично этот вопрос рассматривался нами в I и II главах.

Зависимость скорости и плотности горных пород от вещественного состава отчетливо проявляется при высоких давлениях. Для интрузивных пород на рисунке 20 в виде схемы показаны взаимоотношения магматических пород [72], плотность и скорость пород, соответствующие всестороннему давлению 4000 кг/см². Здесь же даны удельный вес и скорость распространения продольных волн в минералах, полученные в нормальных условиях [6, 14, 99]. При сравнении схемы минералогического состава с возможными изменениями плотности и скорости в ряду гранит — перидотит видно, что значения этих двух рассматриваемых параметров изменяются в результате постепенного уменьшения содержания полевых шпатов и кварца, т. е. минералов с относительно низким удельным весом и скоростью распространения продольных волн в них. Возрастание же скорости и плотности происходит вследствие увеличения количества железисто-магнезиальных минералов (оливина, пироксена, амфиболов, биотита), которые в ультраосновных породах являются главными породообразующими и имеют высокие

удельный вес и скорость. Иными словами, все магматические породы связаны между собой постепенными переходами как по составу, так и по физическим свойствам.

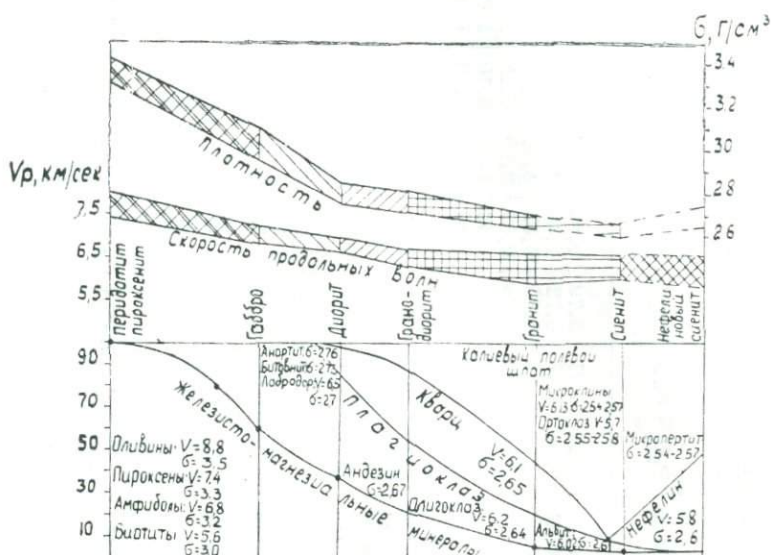


Рис. 20. Соотношение магматических пород и их физических свойств при высоких давлениях.

Для того чтобы количественно оценить влияние минералогического состава на плотность и скорость V_p , был проведен химический анализ 32 образцов различных пород (табл. 22).

Известно, что степень связанности двух и более величин характеризуется коэффициентом корреляции [71]. Проведение двумерного или многомерного анализа при ручном счете требует больших затрат на трудоемкие вычисления. В связи с этим мы воспользовались программой многомерного корреляционного анализа, составленной А. С. Кудрей в Казахском филиале ВИРГа. В задачу исследований входило выяснение степени связи плотности и скорости продольных волн при различных высоких давлениях с различными породообразующими окислами и выявление связи между плотностью и скоростью.

В результате установлено, что степень связи плотности и скорости с породообразующими окислами как по знаку, так и по величине различная и коэффициенты корреляции между ними с повышением давления изменяются (табл. 23).

Физические свойства пород и результаты химического анализа (%)

№ образца	Плотность, г/см ³	Скорость V _p , (км/сек) при P=4000 кг/см ²	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	P ₂ O ₅	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	П.п.п.	Сумма
63-41	3,08	7,38	47,20	2,40	15,04	10,08	3,06	0,13	0,25	10,41	5,79	0,50	4,10	0,09	1,56	100,61
62-162	2,70	6,32	65,50	0,52	15,73	3,02	1,13	0,11	0,08	3,13	0,72	1,40	4,80	0,13	3,46	99,73
28-52	2,87	7,02	50,74	1,40	18,82	6,19	4,33	0,03	0,32	9,29	3,30	0,57	4,20	0,13	0,93	100,25
113-21	2,96	6,94	49,34	0,31	13,54	4,75	2,25	0,11	Сл.	12,80	12,78	0,60	2,00	0,13	2,06	100,67
49-32	3,25	7,82	38,00	1,36	15,17	7,20	9,29	0,20	0,51	15,79	8,82	1,42	1,70	0,10	1,05	100,61
1-3	2,85	6,47	53,38	1,24	17,81	6,19	3,69	0,11	0,32	7,84	3,33	1,33	3,44	0,13	1,16	99,97
9-7	2,61	5,80	73,46	0,24	11,74	2,59	0,81	0,02	0,01	0,56	Отс.	4,80	5,06	0,06	0,42	99,77
54-13	2,77	6,06	59,36	0,72	17,30	4,03	2,09	0,04	0,22	8,06	2,59	1,40	4,20	0,11	0,61	100,73
42-29	2,58	5,85	76,45	0,16	11,94	0,57	0,49	Сл.	0,03	0,33	Отс.	5,26	4,50	0,09	0,48	100,31
8-20	2,67	6,67	17,56	0,20	2,84	1,15	1,13	0,04	0,08	35,90	3,35	1,08	1,55	0,13	32,76	99,82
91-52	3,30	7,50	48,44	2,12	15,01	9,63	4,82	0,13	0,16	11,08	6,07	0,57	2,00	0,16	0,49	100,68
35-37	2,59	5,65	76,72	0,03	14,46	0,43	0,17	0,03	Сл.	1,00	0,40	4,30	2,93	0,07	0,55	100,09
49-60	2,82	6,78	56,66	0,04	19,28	3,60	4,16	0,15	0,21	7,39	0,50	4,00	3,30	0,07	0,40	99,76
287-53	2,90	7,09	43,36	0,03	23,59	3,31	1,45	0,10	Сл.	12,56	5,20	4,30	1,43	0,10	4,39	99,82
255-74	2,65	6,24	60,48	0,12	14,57	4,60	1,30	0,12	0,19	3,23	4,36	3,90	3,35	0,08	3,40	99,70
302-40	3,15	7,04	44,88	0,07	16,80	8,20	4,50	0,15	Сл.	12,15	8,40	0,60	1,50	0,03	3,30	100,58
67-64	2,65	6,44	73,98	0,10	13,25	1,87	2,09	0,08	0,05	1,12	0,81	3,36	3,06	0,05	0,59	100,41
257-31	2,62	6,33	72,46	0,03	14,16	0,44	0,31	Сл.	0,05	0,89	0,92	7,42	3,32	0,02	0,65	100,67
100	2,78	6,30	59,84	0,16	15,38	4,32	2,25	0,12	0,17	5,82	4,63	2,66	2,80	0,06	1,56	99,77
114-129	2,74	6,66	62,88	0,10	16,39	4,03	5,13	0,12	0,27	2,46	1,20	1,56	4,70	0,07	0,90	99,81
23-1970	2,89	6,65	51,42	0,21	17,02	4,60	11,06	0,12	0,69	4,39	4,00	0,81	3,64	0,07	2,17	100,20
256-21	2,65	6,00	71,38	0,28	14,86	1,17	0,62	Сл.	0,29	1,90	0,23	4,60	3,68	0,11	1,03	100,15
259-1	2,71	6,75	61,68	0,96	16,39	4,05	2,39	0,05	0,40	5,38	2,75	2,43	2,40	0,04	0,97	99,89
287-89	2,95	7,82	41,68	1,52	19,20	7,80	4,94	0,07	0,66	11,87	7,13	0,68	1,81	0,15	2,67	100,18
303-18	2,60	6,41	75,60	0,10	13,59	1,44	0,32	0,03	0,16	0,78	0,13	3,89	4,00	0,07	0,22	100,13
304-38	2,62	6,50	72,06	0,32	13,51	2,02	1,60	0,01	0,26	0,89	0,20	4,82	3,81	0,02	0,28	99,60

Изменение коэффициентов корреляции между плотностью, скоростью и различными окислами при высоких давлениях

Корреляционный параметр	Коэффициент корреляции								
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O
Плотность при атмосферном давлении	-0,88	+0,30	+0,88	+0,64	+0,88	+0,77	-0,69	-0,58	+0,38
Скорость при атмосферном давлении	-0,75	+0,46	+0,69	+0,64	+0,70	+0,53	-0,57	-0,42	+0,23
Скорость при давлении (кГ/см ²):									
1000	-0,82	+0,34	+0,74	+0,65	+0,78	+0,69	-0,55	-0,51	+0,27
6000	-0,84	+0,36	+0,78	+0,63	+0,80	+0,67	-0,54	-0,56	+0,29
10 000	-0,84	+0,34	+0,79	+0,61	+0,81	+0,67	-0,54	-0,54	+0,29

С повышением содержания SiO₂, K₂O и Na₂O плотность и скорость уменьшаются (табл. 22). Коэффициент корреляции между SiO₂ и скоростью V_p по абсолютной величине высокий и увеличивается от $-0,75$ при атмосферном давлении до $-0,84$ при давлении 10 000 кГ/см². Коэффициент корреляции между K₂O, Na₂O и скоростью V_p невысокий. Он колеблется в пределах $-0,4-0,6$, но с повышением давления также изменяется. Коэффициенты корреляции между TiO₂, FeO, P₂O₅, Fe₂O₃, CaO, MgO, H₂O и плотностью, а также скоростью имеют положительный знак, т. е. по мере повышения их содержания в породе плотность и скорость возрастают. Однако степень влияния последних семи окислов на физические параметры различная. Так, коэффициенты корреляции между плотностью, скоростью и окислом титана не превышают 0,4. Хорошо выражена связь между плотностью и скоростью с двухвалентными окислами железа, кальция и магния. Коэффициенты корреляции между скоростью при давлении 10 000 кГ/см² равны: с FeO $+0,79$, с CaO $+0,81$, а с MgO $+0,69$. Связь между физическими параметрами и трехвалентным окислом железа выражена слабее, чем с двухвалентным.

Характер изменения коэффициентов корреляции между скоростью и окислами в зависимости от давления такой же, как зависимость скорости от давления. Резкие изменения коэффициентов корреляции происходят при давлениях до 2000 кг/см^2 и свидетельствуют о том, что связь физических свойств пород с химическим составом при высоких давлениях проявляется сильнее. Этот вывод важен для понимания физико-механических процессов, протекающих на больших глубинах, для выяснения поведения элементов и состава минералов верхней мантии Земли. Столь большие коэффициенты корреляции между физическими параметрами и отдельными окислами позволяют вывести уравнения связи между ними. Эти уравнения могут быть в дальнейшем использованы для предварительной оценки состава пород, залегающих на больших глубинах, по результатам геофизических исследований [67]. Для отдельных разновидностей были получены следующие уравнения связи (скорость продольных волн соответствует давлению $10\,000 \text{ кг/см}^2$): $\text{SiO}_2 = 180 - 17,9 \cdot V_p$, $\text{FeO} = 3,9 \cdot V_p - 22,2$, $\text{CaO} = 6,94 \cdot V_p - 40,8$, $\text{MgO} = 4,1 \cdot V_p - 24$, $\text{K}_2\text{O} = 15,3 - 1,88 \cdot V_p$, где V_p — скорость, км/сек , а содержание SiO_2 , CaO , FeO , MgO и K_2O выражается в процентах.

Безусловно, с появлением новых данных коэффициенты в этих уравнениях будут уточняться и изменяться. Но факт существования такой связи имеет большое практическое и теоретическое значение.

Пористость пород. Плотность и скорость упругих волн в породах, как известно, с увеличением пористости уменьшаются [56 и др.]. В атмосферных условиях зависимость плотности от пористости выражена нагляднее, чем скорость V_p (рис. 21—24). Это объясняется тем, что на скорость V_p в атмосферных условиях больше влияет микротрещиноватость пород. При повышении давления, когда трещины закрываются, заметнее становится влияние пористости. Но зависимость скорости от пористости даже при давлениях до 4000 кг/см^2 не исчезает. На этих рисунках отчетливо видно, как сильно разбросаны точки, соответствующие пористости и скорости для песчаников и эффузивных пород ($P = 1 \text{ кг/см}^2$). При давлении 4000 кг/см^2 разброс скорости V_p значительно сужается, и она сохраняет отчетливую обратную корреляцию с пористостью. Для эффузивных пород, например, увеличение пористости на 1% сопровождается уменьшением скорости в среднем на $200\text{—}250 \text{ м/сек}$. Плотность же пород при увеличении пористости на 1% уменьшается на $0,02\text{—}0,03 \text{ г/см}^3$.

Экстраполяция кривых скорость — пористость до пересечения с осью ординат дает скорость распространения продольных волн в скелете породы. Для известняков в атмосферных условиях она равна 6,2 км/сек (рис. 25, 2). Под

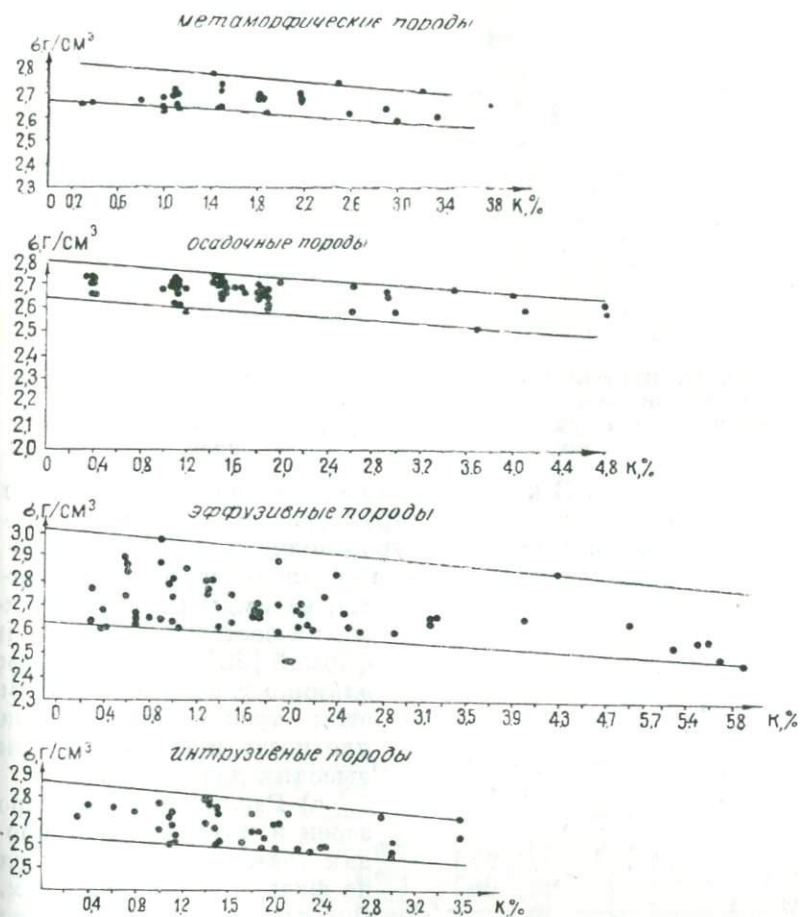


Рис. 21. Зависимость плотности от пористости пород.

действием приложенного к образцу давления скорость в скелете породы растет. При высоких давлениях (выше 4000 кг/см²) она стремится к теоретическому значению скорости в кальците (рис. 25, 1). В пределах достигнутых давлений экспериментальная кривая остается ниже теоретической. Это связано с тем, что теория не учитывает наличия границ у зерен и, по-видимому, при этих давлениях поры не успели полностью закрыться.

Структура и текстура пород. При определении породы важная роль принадлежит структуре и текстуре, так как они являются ее важнейшими диагностическим и классификационным признаками наряду с минеральным и хими-

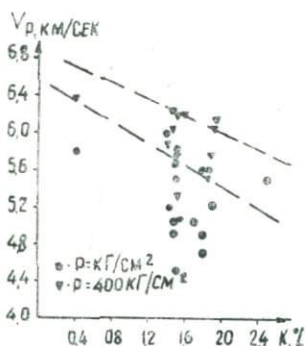


Рис. 22. Зависимость скорости V_p от пористости песчаников при различных давлениях.

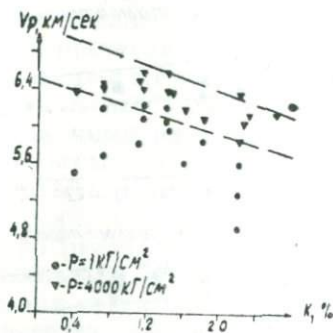


Рис. 23. Зависимость скорости V_p от пористости эффузивных пород при различных давлениях.

ческим составом. В какой же степени зависят физические свойства горных пород от их структурно-текстурных особенностей? Поскольку под структурой подразумеваются те особенности горных пород, которые обуславливаются размерами,

взаимными отношениями их составных частей и формой [88], то рассмотрим влияние главным образом этих трех факторов на плотность и скорость при высоких давлениях.

а) Различие в размере зерен в интрузивных породах заметно сказывается на физических параметрах. Оно выражается в том, что в более крупнозернистых породах плотность и скорость выше, чем в мелкозернистых. Аналогичный вывод был сделан ранее О. И. Силаевой в работе [103].

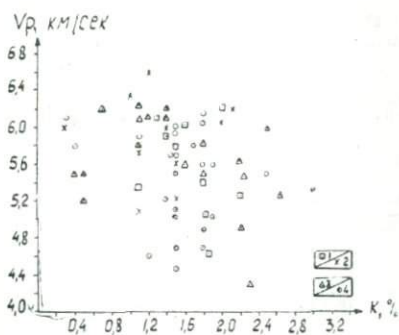


Рис. 24. Зависимость скорости V_p от пористости при атмосферном давлении. 1 — метаморфические, 2 — интрузивные, 3 — эффузивные, 4 — осадочные породы.

В таблице 24 приведены значения плотности и скорости распространения продольных волн в гранитах, полученные при давлении $10\ 000\ \text{кг/см}^2$.

б) Влияние взаимных отношений составных частей и их формы на физические свойства рассмотрим на анализе скорости в интрузивных и эффузивных породах, т. е. в породах, образовавшихся в различных термодинамических ус-

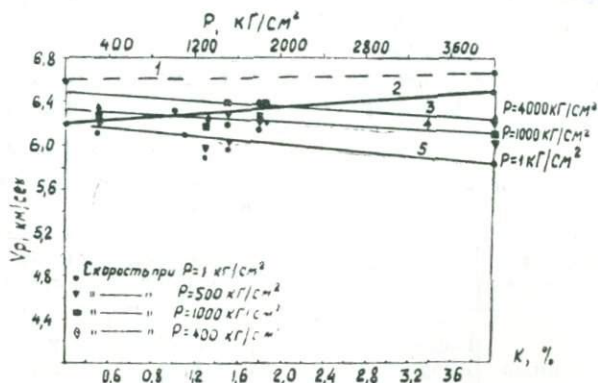


Рис. 25. Зависимость скорости от пористости и давления в известняках. 1 — теоретическая скорость в мраморе; 2 — скорость в скелете известняка; 3, 4, 5 — кривые зависимости скорости от пористости при различных давлениях.

ловиях и имеющих примерно одинаковый химический состав. В таблице 25 приведены средние значения плотности при атмосферном давлении и скорости продольных волн при

Таблица 24

Плотность и скорость в разнозернистых гранитах при $P=10\,000$ kg/cm^2

№ образца	Плотность, g/cm^3	Скорость, $км/сек$	Размер зерен, $мм$
544	2,670	6,58	1,1—7,0
303-18	2,665	6,59	1,3—1,8
257-31	2,677	6,52	1,2—2,2
304-38	2,679	6,62	1,1—2,5
38-25	2,638	6,62	0,2—0,5
Б-437	2,638	6,40	0,2—0,5
296-35	2,630	6,15	0,3—0,9
А-911	2,599	6,27	<0,1

давлении, равном 4000 kg/cm^2 , для некоторых изверженных пород.

Существенную роль при формировании пород играют летучие компоненты, с деятельностью которых связан такой физический параметр, как пористость. Термодинамические

условия влияют и на другие физические свойства пород. При этом основным фактором, определяющим все остальные особенности пород, является глубина их образования.

Выше показано, что пористость пород зависит от их генезиса. Так, эффузивные породы имеют большую пористость, чем интрузивные. Различие в первоначальной структуре и текстуре отражается на плотности и скорости. Горные породы, образовавшиеся на больших глубинах, характеризуются большими упругими свойствами (табл. 25).

Таблица 25

Средние значения плотности и скорости продольных волн для изверженных пород

Условия образования	Порода	Скорость, км/сек	Плотность, г/см ³
Глубинные	Габбро	6,84	2,96
	Диорит	6,78	2,82
	Гранодиорит	6,60	2,73
	Гранит	6,45	2,66
Гипабиссальные	Габбро-порфирит	—	2,82
	Диорит-порфирит	6,50	2,70
	Гранодиорит-порфир	6,30	2,71
	Гранит-порфир	5,70	2,58
Поверхностные	Базальт	6,08	2,88
	Андезит	6,47	2,85
	Порфирит	6,20	2,67
	Порфир	5,60	2,61

В целом в интрузивных породах более высокая скорость упругих волн, чем в эффузивных. По-разному у них изменяется скорость в зависимости от давления (рис. 13). В интрузивных породах она при повышении давления растет в более широком диапазоне по сравнению с эффузивными. Разница в скоростях между интрузивными породами и их излившимися аналогами при давлениях 4000—10 000 кг/см² в среднем составляет 0,5—0,6 км/сек.

Плотность и скорость зависят также от текстуры пород. Скорость в метаморфических породах, например, обусловлена направлением ее измерения. Наибольшая анизотропия скорости наблюдается в породах со сланцеватыми текстурами. Влияние текстуры на плотность хорошо видно из следующих данных [57]: базальты с пемзовой текстурой имеют плотность 1,9—2,1 г/см³, с грубопузырчатой — 2,4—2,5 г/см³, с пузырчатой — 2,5 г/см³, а массивные базальты — 2,6—2,7 г/см³.

Возраст пород. Влияние возраста на физические свойства проявляется косвенно: более древние породы в геологическом разрезе в основном залегают глубже и в большей степени подвержены процессам метаморфизма и вторичным изменениям, чем молодые [66, 116], при этом состав пород играет преобладающую роль. Так, в осадочных породах плотность и скорость зависят от состава цемента и обломочного материала. Для отложений каменноугольного возраста характерны обломки кислых интрузивных, осадочных, эффузивных и метаморфических пород. В нижнепалеозойских образованиях, помимо перечисленных, встречаются обломки основных и ультраосновных пород. Все это накладывает свой отпечаток на физические свойства пород, что обычно выражается в том, что плотность и скорость при высоких давлениях в более древних породах имеют относительно повышенные значения по сравнению с плотностью и скоростью в молодых породах. На рисунке

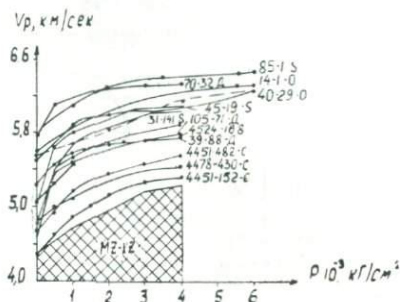


Рис. 26. Скорость продольных волн в песчаниках различных возрастов при высоких давлениях.

26 показано изменение скорости в палеозойских песчаниках в зависимости от давления. Песчаники докаменноугольного возраста характеризуются более высокими скоростями продольных волн при высоких давлениях, чем каменноугольные. Такая же тенденция наблюдается в интрузивных породах. Скорость V_p в палеозойских гранитах (рис. 27) из Центрального Казахстана при давлении 4000 кг/см^2 в среднем на $0,4\text{--}0,6 \text{ км/сек}$ выше, чем скорость в мезозой-кайнозойских гранитах с Кавказа [12].

Влияние вторичных изменений. Существенно влияет на плотность и скорость как при атмосферном, так и при высоких давлениях физическая сохранность пород. В результате процессов серпентинизации, серицитизации, окварцевания, хлоритизации, грейзенизации пород и амфиболизации пироксена плотность и скорость в породах понижаются. Серпентинизация ультраосновных пород является наглядным примером, подтверждающим сказанное. По мере увеличения серпентина в породах рассматриваемые параметры убывают линейно. Скорость в неизменном пироксените при давлении 4000 кг/см^2 достигает $7,8 \text{ км/сек}$, а в серпентините — $5,48 \text{ км/сек}$, т. е. она понизилась примерно на

30%. Плотность пироксенита $3,25 \text{ г/см}^3$, а серпентинита — $2,53 \text{ г/см}^3$, т. е. меньше на 20%. Оказывается, имеется любопытная обратная корреляция между степенью изменения пород и величиной скорости в зависимости от давления. Так, например, в пироксенитах и перидотитах приращение ско-

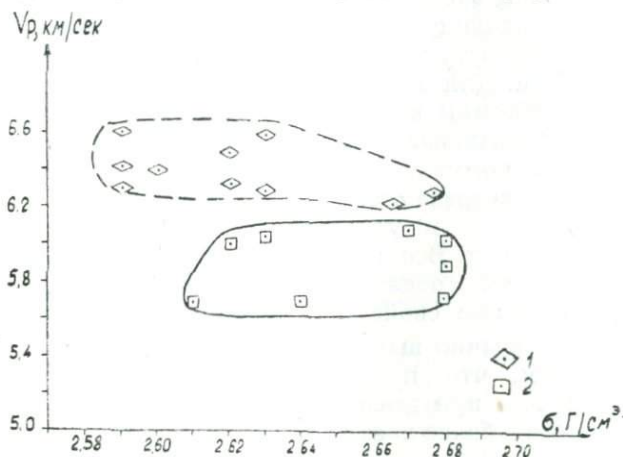


Рис. 27. Сопоставление скоростей распространения продольных волн при $P=4000 \text{ кг/см}^2$ в гранитах из Центрального Казахстана (1) и Кавказа (2).

рости при изменении давления от 1 до 4000 кг/см^2 18—22%, в то время как в серпентинитах оно ниже 10%.

Влияние метаморфизма. Метаморфизм значительно влияет на скорость и плотность [57, 116], так же, как и на пористость. Это хорошо видно при сравнении физических свойств пород близкого состава с различной степенью метаморфизма. Известняки обычно имеют плотность $2,65—2,70 \text{ г/см}^3$, а мраморизованные известняки — $2,70—2,75 \text{ г/см}^3$. Плотность мраморов достигает $2,80 \text{ г/см}^3$. Габбро при суща плотность $2,9—3,0 \text{ г/см}^3$, эклогиту — $3,3—3,4 \text{ г/см}^3$. Скачок скорости при переходе от габбро к эклогиту ($P=10\,000 \text{ кг/см}^2$) составляет около $0,7 \text{ км/сек}$, а от амфиболита к эклогиту — $0,5 \text{ км/сек}$.

Влияние влажности. Одним из переменных факторов, воздействующих на физическое состояние пород, является наличие жидкости, заполняющей их поры. При длительном хранении и транспортировке образцы теряют часть влаги. Такая потеря сказывается на скорости распространения волн в породах [1, 19, 39, 86] и на ее плотности. Количественная оценка этого влияния для осадочных пород изучена довольно подробно. Почти все исследователи приходят к единому мнению о том, что скорость в водонасыщенных об-

разцах выше, чем в сухих. Воздействие влажности на скорость и плотность метаморфических, эффузивных и изверженных пород исследовано недостаточно.

Влияние влажности на скорость распространения продольных волн в породах изучено нами на 55 образцах при различных состояниях: воздушно-сухом, абсолютно сухом и по мере их насыщения водой [19]. Параллельно на некоторых образцах определялись общие пористость и влажность.

На рисунке 28 приведены некоторые результаты измерения скорости, где по оси абсцисс отложено время T , в течение которого образец находился в воде, а по оси ординат — значение скорости. Как видно на графике, при высыхании в эффузивных (3, 11), интрузивных (4—6, 8, 9, 10) и осадочных (12, 13, 14) породах (рис. 28, точка б) отмечается уменьшение скорости распространения продольных волн, составляющее 2—20%.

В метаморфических (1, 2, 7) породах (амфиболитах и сланцах) скорость в зависимости от влажности почти не изменяется. Значение ее как при воздушно-сухом (рис. 28, точка а), так и при абсолютно сухом (рис. 28, точка б) состоянии остается постоянным.

По мере насыщения пород скорость V_p в них постепенно увеличивается: сначала очень быстро, а потом все медленнее. После полного насыщения пород водой рост скорости совсем замедляется, и кривая роста приобретает прямолинейный характер, а в некоторых образцах отмечается понижение скорости. Наибольшее уменьшение скорости в породах при абсолютно сухом состоянии и увеличение ее по мере насыщения пород водой свойственно образцам с более повышенной пористостью и влажностью (табл. 26).

Сланцы и граниты характеризуются небольшой пористостью и им присущи «постоянные» скорости. Уменьшение скорости при высыхании пород и возрастание при насыщении их водой можно объяснить, исходя из контактной модели среды [2, 39, 86, 199], заполняемой жидкостью. Согласно этой модели, жидкость, заполняя поры в породах, увеличивает площадь контактов, что способствует в начальный момент увеличению скорости. При дальнейшем насы-

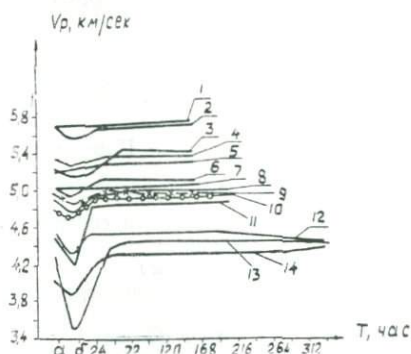


Рис. 28. Влияние влажности на скорость распространения продольных волн в образцах горных пород.

щении пород жидкостью площадь контактов не изменяется, и скорость растет очень медленно (пологие участки на кривых). При длительном пребывании в воде в некоторых образцах наблюдается уменьшение скорости. Последнее, вероятно, обусловлено взаимодействием воды [1, 86] с цементирующим веществом (растворение, размокание, набухание и т. д.).

Таблица 26

Пористость и влажность пород

№ образца	Порода	Пористость, %	Влажность, %
3	Туф кислого состава	4,0	0,51
11	Порфирит	6,0	0,72
1	Амфиболит	1,0	0,25
7	Кварцево-полевошпатовый сланец	0,4	0,20
6	Диорит роговообманковый	4,5	0,82
9	Гранит измененный	3,0	0,38
10	Гранит-порфир	0,5	0,16
4	Гранит биотитовый	0,6	0,22

По-видимому, рост скорости по мере насыщения пород водой происходит и вследствие увеличения их упругости. Так, плотность пород с ростом содержания H_2O в породе повышается. Коэффициент корреляции между плотностью и H_2O достигает +0,2, +0,3 (табл. 23). В тех же пределах находится коэффициент корреляции между скоростью и H_2O в породе, который с повышением давления растет.

Таким образом, скорость в породах в целом увеличивается с увеличением влажности. В течение 15 суток возрастание скорости у насыщенных образцов достигает 3—5% относительно значений скорости при воздушно-сухом состоянии. Эти данные указывают на то, что недоучет влияния влажности на плотность и скорость в докембрийских и палеозойских породах внесет незначительные поправки.

Влияние оруденения. Поиски и разведка многих полезных ископаемых, как известно, осуществляются геофизическими методами. В связи с этим необходимо знать физические свойства полезных ископаемых, особенно руд, в различных термодинамических условиях. Такие исследования до настоящего времени, насколько нам известно, не проводились. Имеются только отдельные сведения о скорости при высоких давлениях в отдельных рудных образцах (табл. 27).

Для того чтобы установить зависимость плотности пород от процентного содержания меди в песчаниках Джек-казганского месторождения, Ю. С. Набоко [79] провел ис-

следования. В результате выяснилось, что при увеличении содержания меди в песчаниках до 5% избыточная плотность возрастает до 0,1 г/см³. Такая величина избыточной плотности, по мнению автора, явно недостаточна для гравиразведочных работ при прямых поисках рудных тел.

Из Дзержинского месторождения нами испытаны при высоких давлениях два образца из рудоносных и восемь об-

Таблица 27

Изменение скорости в рудоносных породах при высоких давлениях

Порода	Плотность, г/см ³	Скорость (км/сек) при P, кг/см ²					Источник
		1 или 10	1000	2000	4000	10 000	
Серпентинит с рудной вкрапленностью	3,56	6,18	6,37	6,51	6,53	6,58	[120]
Руда сульфидная	4,38	4,52	4,82	4,96	5,00	5,15	[120]
Магнетитовая руда	4,52	5,70	6,25	6,33	6,41	6,57	[147]
Магнетитовая руда	4,56	6,00	6,39	6,48	6,62	6,77	[147]
Магнетитовая руда	4,532	6,30	6,65	6,75	6,85	6,98	[147]
Магнетитовая руда	4,866	3,80	6,77	6,90	6,99	7,11	[147]

разцов из рудовмещающих песчаников (рис. 29). Кроме того, изучены два рудоносных образца из Миргалимсайского месторождения (табл. 28, обр. 2-7, 3-38) и один из Северного Казахстана (коллекция М. А. Абдулкабировой, табл. 28, обр. 461).

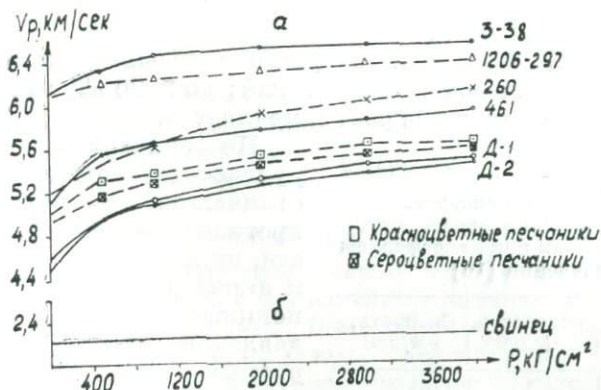


Рис. 29. Сопоставление скоростей распространения продольных волн при высоких давлениях в рудных и безрудных породах (а) и свинце (б).

Значения плотности исследованных образцов в атмосферных условиях равны: рудоносных песчаников (обр. Д-1)—3,60 г/см³, (обр. Д-2)—3,44 г/см³; рудоносного гнейса

(обр. 461) — $2,92 \text{ г/см}^3$ и рудоносного известняка (обр. 3-38) — $3,58 \text{ г/см}^3$. В песчаниках содержание меди в среднем составляет 4%, а цинка и свинца соответственно 0,88 и 1,35%. Плотность образца Д-1 на $0,16 \text{ г/см}^3$ выше, чем образца Д-2, хотя в нем меньше меди и цинка (табл. 28). Повышенные значения плотности связаны с повышенной концентрацией свинца (удельный вес $11,5 \text{ г/см}^3$), цинка (удельный вес

Результаты

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	P ₂ O ₅	CaO	MgO
2-7	1,80	0,03	4,41	1,60	0,36	Сл.	9,29	5,41
Д-1	36,30	0,03	4,30	5,44	0,10	0,05	5,04	0,36
Д-2	36,60	0,03	3,61	7,08	Сл.	0,06	1,02	0,33
3-38	0,94	0,03	4,19	10,66	0,40	Сл.	11,98	8,53
461	37,50	0,11	14,84	17,22	0,15	0,06	3,80	1,57

Примечания. 1. Анализы выполнены в химической лаборато

$7,1 \text{ г/см}^3$) и меди (удельный вес $8,9 \text{ г/см}^3$) [16]. В образце 3-38 содержится 15,9% цинка, 8,4% свинца и 11,18% бария. Плотность его также повышена. Повышенная плотность гнейса (обр. 461) связана с высоким содержанием цинка (11%).

Если сравнить плотность рудоносных пород с плотностью рудовмещающих, то избыточная плотность первых составит $0,8—0,9 \text{ г/см}^3$.

Характер изменения скорости с повышением давления во всех породах почти одинаковый: до 2000 кг/см^2 скорость возрастает, а дальше ее рост замедляется.

Таблица 29

Плотность и скорость распространения продольных волн в металлах при атмосферном давлении [16]

Материал	Плотность, г/см^3	Скорость, км/сек
Медь	8,9	4,70
Свинец	11,4	2,16
Цинк	7,1	4,17

По значениям скорости рудоносные породы почти не отличаются от безрудных. В противоположность плотности, присутствие свинца, меди и цинка в некоторой степени понижает скорость. Так, при давлении 4000 кг/см^2 в безрудных песчаниках скорость равна $5,63 \text{ км/сек}$, а в рудных — $5,47 \text{ км/сек}$. Разность невелика, но она существует. Это естественно, потому что

скорость, так же, как и плотность, зависит от состава породы. Скорость распространения продольных волн в свинце,

химического анализа (%)

SO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	П. п. п.	BaO	Zn	Cu	Pb	Сумма
21,06	0,21	0,22	0,03	CO ₂ —7,60	0,71	35,60	0,26	11,80	100,39
10,46	0,68	2,00	0,02	—	—	0,54	33,20	1,64	100,16
12,21	0,60	2,15	—	—	—	1,01	35,10	1,07	100,87
17,37	0,27	0,01	—	CO ₂ —9,58	11,18	15,90	0,04	8,40	99,48
6,20	2,52	4,42	0,04	—	—	11,00	0,08	0,06	99,57

при ИГН им. К. И. Сатпаева АН КазССР.

2. В обр. 2-7, 3-38 CO₂ дано по расчету на Са.

цинке и меди невысокая (табл. 29) и с повышением давления изменяется незначительно (рис. 6). Даже при давлении 15 000 кг/см² скорость в свинце не превысила 2,5 км/сек.

Заметим, что полученная нами скорость в свинце (2,2 км/сек) очень близка к ее табличному значению (2,16 км/сек).

Таким образом, процесс оруденения пород сопровождается, с одной стороны, увеличением плотности пород, а с другой, уменьшением скорости распространения упругих волн в них. Это обстоятельство должно быть учтено при выборе методов поисков и разведки полиметаллических месторождений геофизическими методами.

Связь физических свойств пород с геологическим возрастом и глубиной

По данным, полученным при высоких давлениях, удается дополнить выводы, сделанные в главе II, и отметить некоторые особенности распределения физических свойств пород внутри отдельного возраста, а также по всем изученным возрастам.

По значениям плотности и скорости V_p комплекс пород, относимый к докембрию, разделяется на четыре группы (рис. 14). Первую группу с повышенной плотностью 3,35—3,40 г/см³ образуют эклогиты. Высока и скорость распространения продольных волн в них, достигающая 7—7,8 км/сек. Амфиболиты, амфиболовые и актинолитовые сланцы, объединенные во вторую группу, также характеризуются повышенными плотностью (3—3,2 г/см³) и скоростью (7—7,5 км/сек). Различие в плотности пород, отнесенных к этим двум группам, составляет 0,2—0,3 г/см³, а различие в скорости — 0,5 км/сек.

В третью группу с плотностью 2,7—2,9 г/см³ и скоростью от 6,2 до 6,8 км/сек входит большое число горных по-

род, имеющих различный состав. К ним относятся хлорито-кварцевые, мусковито-кварцевые, кварцево-эпидото-хлоритовые, кварцево-амфиболовые, хлорито-мусковитовые, полевошпатовые сланцы и гнейсы, а также гранатовые скарны и порфиритоиды. Скачок плотности при переходе от второй группы пород к третьей достигает $0,2—0,3 \text{ г/см}^3$, а скачок скорости — $0,5—0,7 \text{ км/сек}$. И, наконец, в последнюю группу входят кварциты, гнейсы, кварцево-полевошпатово-слюдистые, кварцево-слюдистые, мусковито-кварцевые сланцы и порфиитоиды. Плотность пород этой группы не превышает $2,7 \text{ г/см}^3$, а скорость — $6,2 \text{ км/сек}$. Скачок плотности между породами последних двух групп составляет $\pm 0,1—0,2 \text{ г/см}^3$, а скорости — $0,3—0,5 \text{ км/сек}$.

Приведенные выше экспериментальные данные тесно связаны с изменением состава пород в процессе метаморфизма. Так, известно [15, 72], что глубинный региональный метаморфизм в земной коре разделяется на четыре основные зоны с различными термодинамическими условиями и минералогическим составом. Сопоставляя состав пород этих глубинных зон с составом пород, объединенных нами выше в четыре группы, мы видим, что они совпадают между собой. Таким образом, глубинные зоны метаморфизма могут быть охарактеризованы с чисто физической количественной стороны. Это положение имеет большое значение для объяснения геологической природы границ, выделяемых геофизическими методами в земной коре.

В целом комплекс пород докембрийского возраста (кристаллический фундамент) резко выделяется при давлениях $10\ 000—15\ 000 \text{ кг/см}^2$ по плотности и скорости продольных волн (рис. 30). Залегающие на них породы палеозоя также характеризуются относительно повышенными плотностью и скоростью, но диапазон их изменения уже, чем у пород кристаллического фундамента. Заметное различие в породах по плотности и скорости наблюдается на границе между нижним и верхним палеозоем. Например, скорость V_p в нижнепалеозойских породах при давлении 4000 кг/см^2 колеблется от $6,2$ до $6,8 \text{ км/сек}$. Скорость в породах, относимых к силурийской системе, при таком же давлении не больше $6,4 \text{ км/сек}$. Несколько повышены значения физических параметров порфиритовой толщи нижнего — среднего девона. Скорость в породах этой толщи ($P=4000 \text{ кг/см}^2$) находится в пределах $6,2—6,7 \text{ км/сек}$. Повышена она также в известняках фаменского и турнейского ярусов.

Плотность и скорость в породах липаритовой толщи и франского яруса довольно низки. Например, скорость в них при давлении $10\ 000 \text{ кг/см}^2$ около $6,2 \text{ км/сек}$. В породах же среднего и верхнего карбона она ниже, чем в пермских.

Таким образом, плотность и скорость V_p в породах Центрального Казахстана распределены в определенной закономерности. Если пористость по мере одревнения возраста падает, то плотность и скорость, наоборот, увеличиваются. При

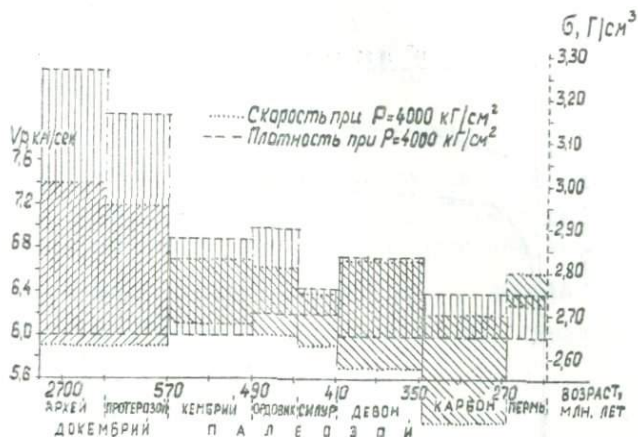


Рис. 30. Пределы колебания плотности и скорости V_p пород различных возрастов.

высоких давлениях (выше 4000 кг/см^2) два последних параметра в метаморфических породах оказались значительно выше, чем в эффузивно-осадочных. Четкая дифференциация физических свойств устанавливается на границе докембрия и нижнего палеозоя, что создает физическую границу в разрезе (рис. 30). Дифференциация комплексов пород палеозоя слабее. В районе, где геологический разрез представлен породами описанных возрастов, следует ожидать вторую физическую границу между вулканогенно-осадочными образованиями нижнего палеозоя (кембрий — ордовик) и терригенными отложениями силура. Наличие в разрезе фаменских и турнейских известняков, плотность и скорость в которых выше плотности и скорости в песчаниках, конгломератах и других породах, относимых к визе и среднему — верхнему карбону, создает третью физическую границу. Кроме перечисленных в зависимости от мощности отдельных разновидностей пород физическая граница может быть между нижним — средним девоном (порфиритовой толщей) и породами среднего и верхнего девона. Следовательно, физические границы, которые были выявлены в атмосферных условиях, сохраняются и при высоких давлениях.

Однако в реальных условиях такие полные разрезы наблюдаются редко. Иногда из разреза полностью выпадают породы отдельных возрастов. Значит, местоположение фи-

зических границ будет зависеть от конкретного геологического строения исследуемого района.

Для рассмотрения вопроса об изменении плотности и скорости с глубиной необходимо оценить влияние темпера-

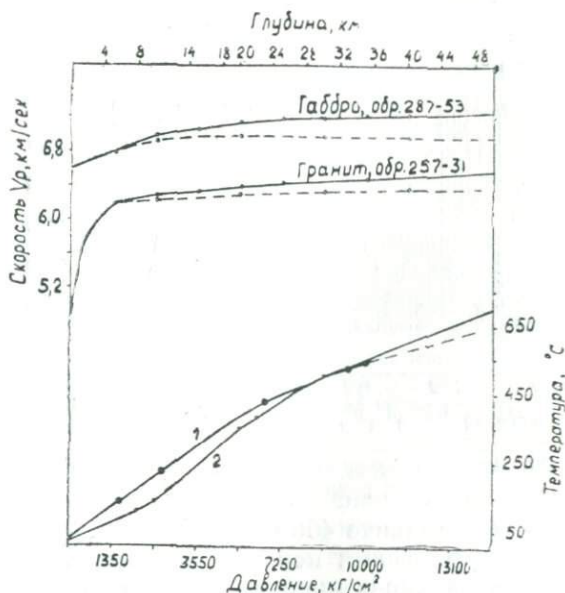


Рис. 31. Скорость распространения продольных волн при высоких давлениях в граните и габбро без учета (сплошные линии) и с учетом (пунктирные линии) влияния температуры.

туры на них. При решении этого вопроса возникают трудности, связанные с неясностями изменения температуры с глубиной, плотности и скорости — с температурой. Не вдаваясь в подробности, отметим, что геотермический градиент чрезвычайно изменчив по глубине и различен в разных местах [15, 53, 73].

Е. А. Любимова исследовала распределение теплового потока в Казахстане. Центральный Казахстан отнесен ею к областям «нормального распределения теплового потока». В районе месторождения Каражал тепловой поток равен $1,3 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек. Полученная кривая распределения температуры с глубиной показана на рисунке 31. Здесь же нанесены кривая (2) температура — глубина по Ф. Берчу [148] и шкала давления, построенная в предположении гидростатического давления при плотности 2,7 г/см³ до глубины 20 км (суммарная мощность «вулканогенно-осадочного» и

«гранитного» слоев по Каражальскому профилю [90]), и $2,9 \text{ г/см}^3$ для больших глубин.

Теперь рассмотрим распределение скорости с глубиной. В общем случае для однородного по составу слоя ее изменение можно представить в виде

$$\frac{dV_p}{dz} = \left(\frac{\partial V_p}{\partial P} \right)_T \cdot \frac{dP}{dz} - \left(\frac{\partial V_p}{\partial T} \right)_P \cdot \frac{dT}{dz}.$$

В этой формуле изменение скорости с повышением давления $\left(\frac{\partial V_p}{\partial P} \right)_T$ для различных по составу и генезису пород различное. Влияние давления на скорость изучено довольно хорошо. Изменение скорости (скоростной коэффициент) с повышением температуры, т. е. $\left(\frac{\partial V_p}{\partial T} \right)_P$, установлено только для габбро, гранита, кварцита, базальта, дунита и анальцита [147, 168, 169].

Измерения Д. Хьюза и Дж. Морета [168, 169] выполнены при условиях, которые не удовлетворяют экспериментальным требованиям. Данные Ф. Берча таковы: для габбро — $50 \cdot 10^{-6} \text{ град}^{-1}$, для гранитов — $40 \cdot 10^{-6} \text{ град}^{-1}$ и для кварцитов — $13 \cdot 10^{-6} \text{ град}^{-1}$. Из-за отсутствия скоростных коэффициентов для других разновидностей пород на рисунке 31 приведены изменения скорости с глубиной лишь для гранита и габбро. Скорости с поправкой на температуру нанесены пунктирными линиями. Скорость в габбро до глубины 20 км возрастает, а дальше остается практически постоянной. Скорость в граните увеличивается до глубины 50 км. Из полученных данных следует вывод о том, что при высоких давлениях и температуре дифференциация горных пород по физическим свойствам, по-видимому, не исчезает.

Некоторые особенности физических свойств горных пород Казахстана

Соотношение физических свойств пород Центрального Казахстана с аналогичными данными по другим районам выявляется при сопоставлении между собой результатов, полученных примерно в одинаковых условиях. Но выбор разновидностей испытанных пород ограничен, так как большинство исследователей публикуют свои работы без указания возраста пород, а в отдельных случаях не приводят их состава и структурно-текстурных особенностей. Поэтому сравнение результатов исследований можно сделать только на примере гранитов, гранодиоритов, габбро, амфиболитов и известняков.

На рисунке 32 отражены данные различных исследователей о плотности при атмосферном давлении и скорости продольных волн при давлении 4000 кг/см^2 для различных пород [12, 135, 156, 177]. Там же показаны наши результаты. Как видно, скорость V_p в сопоставляемых породах Центрального Казахстана довольно близка к скоростям в аналогичных породах из США, Индии и Японии.

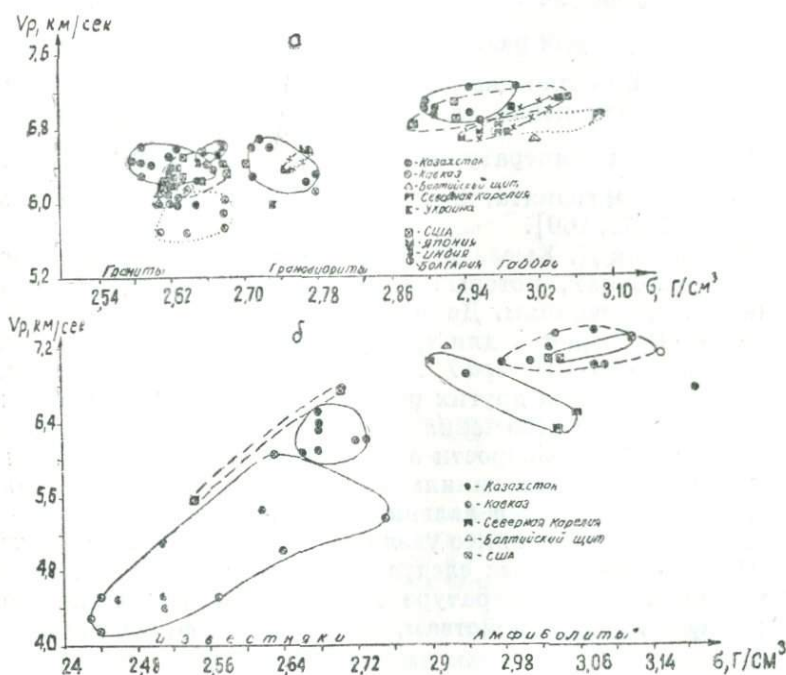


Рис. 32. Сопоставление скоростей распространения продольных волн в горных породах из различных районов мира при $P=4000 \text{ кг/см}^2$.

Скорость в гранитах, габбро и амфиболитах из Центрального Казахстана на $0,2-0,3 \text{ км/сек}$ выше скорости в аналогичных породах с Кавказа, Балтийского щита, Украины и из Северной Карелии. Причин такого несовпадения много: различия в возрасте испытанных пород, глубина их консолидации, степень метаморфизма и т. д. Имеются данные и о том, что в Центральном Казахстане строение земной коры отличается определенным своеобразием. Оно выражается в увеличенных мощностях земной коры (до $50-52 \text{ км}$)

и высоких значениях граничных скоростей. Скоростные разрезы характеризуются также относительно повышенными значениями [11]. В большинстве случаев раздел Мохоровичича имеет значения граничных скоростей 8,3—8,5 км/сек. В отдельных случаях нижняя граница земной коры имеет скорость, достигающую 8,6 и 8,7 км/сек.

Необходимо отметить, что лабораторные исследования образцов из Казахстана в общем показывают повышенные значения скорости упругих волн, занимая верхний предел диапазона изменения скоростей, полученного для других районов Советского Союза [11]. В дальнейшем этот вопрос необходимо изучить детально. В случае подтверждения на большом материале аномально повышенных значений скорости упругих волн этот признак, по-видимому, послужит показателем относительного возраста и глубины консолидации пород.

Использование результатов исследования при высоких давлениях без учета возраста пород может внести значительные ошибки в геологическую интерпретацию геофизических материалов. Так, например, скорость в известняках (почти мономинеральные породы) верхнего палеозоя при давлении 4000 кг/см² в среднем на 1—1,5 км/сек выше скорости в известняках мезозой-кайнозоя, где при таком же давлении она не превышает 5,5 км/сек [39].

Анизотропия скорости упругих волн при высоких давлениях

Наличие анизотропии в кристаллах, а также в горных породах давно известно. Для верхней слабометаморфизованной осадочной оболочки Ю. В. Ризниченко [94] показал, что скорость по слоистости больше, чем в перпендикулярном направлении. Анизотропия сейсмических волн названа им сейсмической квазианизотропией. Индикатрисы скорости в анизотропной среде представляют собой эллипсоиды [17]. В работе О. И. Силаевой и Е. И. Баюк [104] предлагается различать два вида анизотропии скорости: кажущаяся анизотропия, или квазианизотропия, обусловленная слоистостью анизотропной среды, и собственно анизотропия, предопределенная внутренней структурой самого вещества горной породы, возникшей под действием различных физических полей.

Существование анизотропии скорости пород установлено как лабораторными, так и полевыми наблюдениями. В дальнейшем под анизотропией мы будем понимать отношение максимальной скорости к минимальной, замеренных на образцах, вырезанных взаимно перпендикулярно.

Исследованиями анизотропии скорости в лабораторных и полевых условиях занимается ряд ученых. В работе Л. Урич и Р. Милл [191] приведены данные о скоростной анизотропии, которые определялись сейсмическим каротажем. Установлены следующие коэффициенты анизотропии: 1,17—1,40 — для поверхностных слоев, 1,10—1,19 — для обломочных и карбонатных пород. Анизотропия, по мнению авторов, объясняется тем, что время прохождения сейсмических волн по прямому пути и через серию слоев с разными скоростями при наличии преломления на границах различно. Коэффициент анизотропии, равный 1,09, получен для песчано-глинистых и известковистых отложений методом сейсмокаротажа Ч. Джагуес и Р. Хенри [155]. Анизотропия скорости, которая определялась в естественных условиях в коренных породах, И. Мехерсон [179] связывает со складчатостью слоев.

Из лабораторных исследований анизотропии наибольший интерес представляют испытания при высоких давлениях. М. П. Волярович и др. [107, 125] показали, что для изверженных пород анизотропия скорости при атмосферном давлении невелика; она уменьшается с повышением его и при высоком давлении практически исчезает. Для метаморфических пород разность скоростей в двух взаимно перпендикулярных направлениях больше, и анизотропия при высоких давлениях остается. В хлоритовых сланцах коэффициент анизотропии при давлении 4200 кг/см^2 равен 1,06. Анизотропия скорости в них, по мнению авторов, обусловлена различием в ориентировке оптических осей породообразующих минералов и с разными связями между частицами породы в направлениях по падению и вкрест напластования.

В метаморфических породах Кольского полуострова наблюдалось резкое уменьшение степени анизотропии в интервале давлений до 2000 кг/см^2 [125]. По мнению Н. Е. Галдина [125], следует различать анизотропию кристаллического скелета породы и анизотропию пористого пространства. Подсчет показывает, что при давлении 12000 кг/см^2 в метаморфических породах Кольского полуострова коэффициент анизотропии в среднем равен 1,1. Ф. Берч [148] наличие анизотропии объясняет или изменением состава в направлении увеличения скорости в породе, или преобладающей ориентировкой в породе доминирующей компоненты. Им была получена самая большая разница при 10 кбар при измерении в трех направлениях для амфиболита (10%) и актинолитового сланца (13%). Для дунита анизотропия при таком же давлении достигла 10%, что вызвано, по мнению автора, ориентацией оливина. С увеличением давления ани-

зотропия уменьшается (табл. 30, составлена нами по данным Ф. Берча, Ж. Симмонса).

Ж. Симмонс [186] провел измерения скорости распространения поперечных волн в интрузивных, эффузивных и метаморфических породах при давлениях до 10 кбар в трех взаимно перпендикулярных направлениях. Скорость поперечных волн измерена на тех образцах, на которых Ф. Берч изучал скорость продольных волн. Для сравнения в табли-

Таблица 30

Коэффициенты анизотропии скорости упругих волн в образцах горных пород при высоких давлениях

Породы	Продольные волны		Поперечные волны, 10 000 бар
	10 бар	10 000 бар	
Пироксениты	1,125	1,049	—
Бронзититы	1,128	1,028	1,024
Гарцбургиты	1,106	1,029	—
Дуниты	1,109	1,074	1,034
Серпентиниты	1,137	1,049	1,060
Кварциты	1,094	1,032	—
Сланцы	1,370	1,075	—
Амфиболиты	1,200	1,122	1,021
Гнейсы	1,293	1,034	—
Граниты	1,112	1,029	1,038
Габбро	1,012	1,022	1,021
Эклогиты	1,073	1,032	1,016

це 30 приведены коэффициенты анизотропии скорости при давлении 10 кбар для продольных и поперечных волн. Подсчеты проводили по одноименным породам. Видно, что коэффициент анизотропии скорости поперечных волн такого же порядка, что и скорости продольных волн. Коэффициент анизотропии скорости поперечных волн также падает с повышением давления. Н. Христенсен измерял скорость распространения продольных волн в метаморфических породах при давлениях до 10 кбар. Наибольшая анизотропия скорости обнаружена им в ставролито-гранатовом (1,24) и кианитовом (1,17) сланцах. В гнейсах коэффициент анизотропии не превышает 1,1. В среднем для 18 исследованных метаморфических пород он равен 1,08 при $P=10$ кбар.

В таблице 31 приведены скорости распространения продольных волн в испытанных нами при высоких давлениях образцах горных пород. В начале ее выделены породы, в которых коэффициент анизотропии (отношение максимальной скорости к минимальной) не превышает 1,05. К ним относятся интрузивные (гранит, диорит, перидотит, горнблендит), частично метаморфические (сланец, гнейс, экло-

Таблица 31

Скорость продольных волн при высоких давлениях в образцах горных пород, вырезанных взаимно перпендикулярно друг другу

№ образца	Порода	Скорость при давлении, кг/см^2					
		500	2000	4000	8000	10 000	15 000
67-64	Полевшпатовый сланец	6,20	6,34	6,45	6,52	6,55	6,58
		6,10	6,28	6,33	6,36	6,37	6,40
257-41	Гранито-гнейс	5,85	5,98	6,04	6,18	—	—
		5,76	5,87	6,00	6,20	—	—
C-16	Горнблендит	6,36	6,60	6,80	7,00	7,07	7,20
		6,30	6,58	6,72	6,88	6,90	6,93
A-1311	Гнейс	6,26	6,51	6,60	6,66	6,67	6,73
		6,10	6,29	6,36	6,42	6,45	6,52
A-504	Туф среднего состава	6,39	6,53	6,63	6,72	6,72	6,73
		6,13	6,26	6,37	6,45	6,48	6,52
		6,03	6,20	6,32	6,38	6,41	6,46
1197	Песчаник	6,20	6,32	6,40	6,52	—	—
		6,00	6,16	6,26	6,35	—	—
287-89	Перидотит	7,12	7,38	7,52	7,59	7,60	7,63
		6,80	7,05	7,14	7,17	7,18	7,20
287-71	»	6,98	7,24	7,32	7,53	7,57	7,70
		6,94	7,10	7,19	7,28	7,30	7,44
237-70	»	6,98	7,38	7,42	7,45	7,46	7,49
		6,97	7,18	7,24	7,25	7,30	7,32
91-52	Эклогит	6,90	7,40	7,63	7,79	7,82	7,89
		6,96	7,32	7,52	7,65	7,71	7,83
		7,03	7,18	7,30	7,48	7,58	7,69
49-60	Диорит	6,44	6,71	6,90	7,01	7,05	7,16
		6,31	6,52	6,66	6,81	6,90	7,02
303-18	Гранит	6,17	6,40	6,49	6,65	6,68	6,77
		5,76	6,14	6,38	6,44	6,50	6,54
80-3	Порфиرويد	6,00	6,20	6,33	6,40	6,44	6,50
		5,46	5,76	5,87	5,97	6,00	6,06
25-1866	Хлорито-кварцевый сланец	6,68	6,88	7,03	7,10	7,10	7,13
		6,48	6,72	6,76	6,80	6,81	6,86
		6,06	6,24	6,40	6,45	6,45	6,50
A-530	Амфиболит	6,45	6,80	7,04	7,26	7,28	7,34
		6,06	6,22	6,37	6,63	6,77	6,86
260	Гнейс	5,81	6,22	6,43	6,58	6,62	6,72
		5,43	5,58	5,82	6,03	6,07	6,16
461	»	5,63	5,95	6,12	6,24	6,26	6,30
		5,47	5,60	5,76	5,88	5,88	5,91
42-1 3	Кварцево-эпидото-хлоритовый сланец	6,74	6,86	6,92	6,95	6,99	7,03
		6,63	6,80	6,88	6,90	6,95	6,98
		6,30	6,44	6,59	6,72	6,76	6,87

гит), эффузивные (туф) и осадочные (песчаник) породы. Коэффициент анизотропии у метаморфических пород в основном выше 1,05 (вторая половина табл. 31).

Скорость в рассматриваемых породах под действием приложенного давления резко возрастает в начальной его

области — до 3000—4000 кг/см². В дальнейшем кривые скорость — давление приобретают почти прямолинейный характер. Ход кривой для образцов, вырезанных взаимно перпендикулярно, одинаковый. Градиент скорости резко изменяется до давления 3500 кг/см², а дальше стремится к нулю. Заметные расхождения в градиентах скорости V_p для образцов, вырезанных взаимно перпендикулярно из одного штуфа, наблюдается при давлениях до 1500 кг/см², что в некоторой степени может быть связано с погрешностью определения давления в камере в области низких давлений. При более высоких давлениях кривые градиентов скорости сливаются.

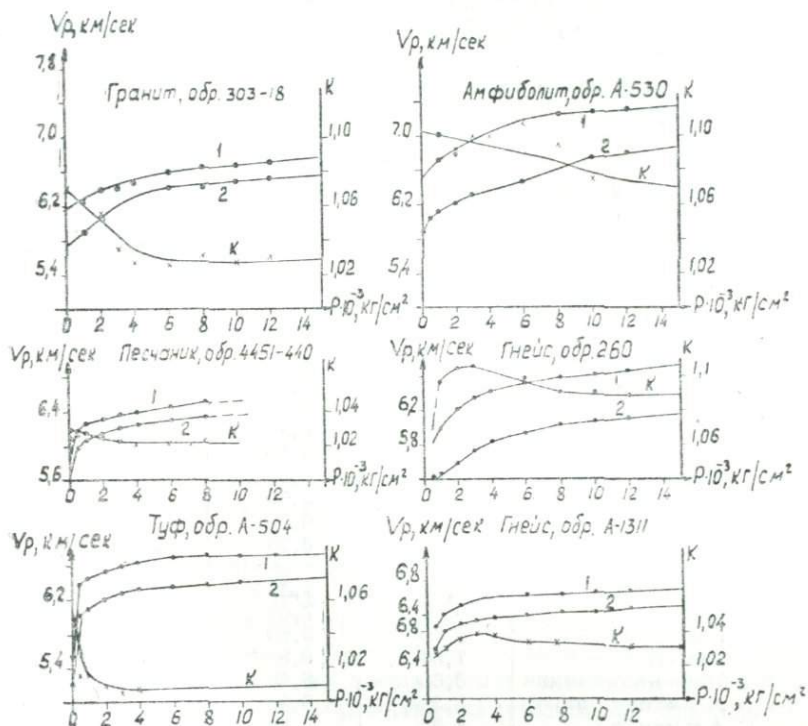


Рис. 33. Графики изменения скорости V_p и коэффициентов анизотропии (K) с повышением давления.

Установлено [116], что коэффициент анизотропии скорости в метаморфических породах докембрия достигает 1,3, в то время как в интрузивных и осадочных породах палеозоя он не превышает 1,1. Приведенные на рисунке 33 данные свидетельствуют о том, что хотя анизотропия в общем с повышением давления уменьшается, но даже при давлении

15 000 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$ она не исчезает. Самая высокая анизотропия скорости в метаморфических породах. Например, при давлении 10 000 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$ ее коэффициент в мусковито-кварцевом сланце равен 1,2, а в диорите — 1,02. Среднее значение коэффициента анизотропии скорости в метаморфических породах Центрального Казахстана близко к среднему значению коэффициента анизотропии скорости в аналогичных породах из других районов [119, 148]. Наблюдаются случаи, когда неанизотропные или слабо анизотропные породы в атмосферных условиях становятся анизотропными при высоких давлениях. Так, например, коэффициенты анизотропии для габбро, перидотитов и хлорито-кварцевого сланца с повышением давления растут. В недавно вышедшей работе О. И. Силаевой и Е. И. Баяк [104] тоже имеются такие примеры.

Какими факторами обусловлена анизотропия скорости в породах?

Таблица 32

Скорость распространения продольных волн в минералах

Минерал	Скорость, км/сек		Максим. Миним.
	максимальная	минимальная	
Биотит	7,87	4,21	1,87
Мусковит	8,06	5,44	1,49
Олигоклаз	8,15	5,20	1,57
Альбит	7,20	5,30	1,36
Флогопит	8,03	4,30	1,31
Роговая обманка	8,00	6,30	1,27
Нефелин	7,10	5,60	1,27
Эгирин	8,30	6,75	1,23
Микроклин-пертит	7,30	6,10	1,20
Эпидотит	8,38	7,24	1,16
Оливин	9,09	7,66	1,19
Кварц	6,40	5,60	1,14
Бронзит	7,54	6,82	1,11
Пироп-альмандин	8,60	8,60	1,00
Альмандин-пироп	8,32	8,26	1,00
Альмандин	8,54	8,51	1,00
Гроссуляр	8,94	8,83	1,02

В отношении упругих свойств большинство минералов являются анизотропными. По данным различных авторов [6, 14, 99] составлена таблица 32, где приведены максимальные и минимальные скорости при атмосферном давлении, а также их отношения для различных породообразующих минералов. Видно, что коэффициент анизотропии для минералов варьирует в широких пределах — от 1 до 1,9.

Наибольшая анизотропия отмечается в слюдах (биотит, мусковит), наименьшая — в гранатах. Основные породообразующие минералы по значению коэффициента анизотропии располагаются между слюдами (минералы моноклинной сингонии, облик кристаллов листоватый, таблитчатый) и гранатами (минералы кубической сингонии). Поскольку горные породы как поликристаллический агрегат состоят из анизотропных минералов, они должны быть анизотропными. Это следует из известного принципа Неймана, согласно которому элементы симметрии любого физического свойства кристалла (в нашем случае пород) должны включать элементы симметрии точечной группы кристалла (в нашем случае минералов). О том, что симметрия кристалла влияет на его свойства, в частности на показатель преломления, известно в минералогии. С показателем преломления тесно связана и скорость распространения упругих волн в кристалле. Если сравнить коэффициенты анизотропии скорости в минералах с коэффициентами анизотропии в породах при давлении $10\,000\text{ кг/см}^2$, то видно, что коэффициенты анизотропии в породах выражены слабее, чем в минералах, их абсолютные значения в породах ниже. Ф. Берч [148] получил для дунита, состоящего из оливина, скорости $8,88$ и $7,97\text{ км/сек}$, что дает коэффициент анизотропии $1,11$. Этот коэффициент на 15% ниже, чем коэффициент анизотропии в оливине. Нами был исследован горнблендит, состоящий на 98% из роговой обманки. При давлении 4000 кг/см^2 в двух взаимно перпендикулярных направлениях получены скорости $6,8$ и $6,72\text{ км/сек}$, и их отношение равно $1,01$. Коэффициент анизотропии в роговой обманке составляет $1,27$. В то же время скорость в горнблендите, равная $6,8\text{ км/сек}$, близка к средней скорости в роговой обманке ($6,98\text{ км/сек}$).

Анизотропия скорости упругих волн в породах в атмосферных условиях и при низких давлениях повышена из-за ослабления контактов между прослойками и пропластками, которые образовались в результате метаморфизма. Под действием приложенного во время опыта давления контакты улучшились, трещины, ориентированные вдоль слоистости (полосчатости), закрылись, что привело к уменьшению различия в скоростях. При давлениях выше 4000 кг/см^2 наличие анизотропии в основном зависит от структурно-текстурных особенностей пород. У пород со сланцеватой, гнейсовидной текстурой и лепидогранобластовой, нематобластовой структурой она довольно повышена. У пород с аллотриоморфной, гипидиоморфной и гетерогранобластовой структурой коэффициент анизотропии невысок.

Рассмотрим некоторые данные, подтверждающие эту

мысль. Гнейсы (обр. А-1311 и 260), как отчетливо видно на рисунке 34, имеют различные структуру и текстуру. Образец 260 обладает лепидогранобластовой структурой и слан-

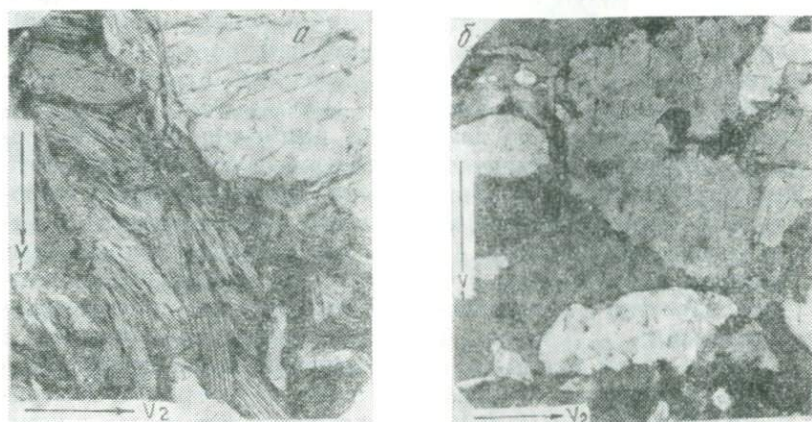


Рис. 34. Микрофотографии гнейсов и значения скоростей V_p , измеренные во взаимно перпендикулярных (стрелками показано направление измерения) направлениях при давлении 4000 кг/см^2 . а — обр. 260; $V_1 = 6,12 \text{ км/сек}$, $V_2 = 5,82 \text{ км/сек}$, $K = 1,05$; б — обр. А-1131; $V_1 = 6,6 \text{ км/сек}$, $V_2 = 6,36 \text{ км/сек}$, $K = 1,04$.

цеватой текстурой. При давлениях $4000\text{—}15\,000 \text{ кг/см}^2$ он показал расхождение в скоростях, достигающее 10% . Хотя образец А-1311 состоит из анизотропных минералов (биотита, плагиоклаза, роговой обманки), скорости, замеренные в разных направлениях, довольно близки ($6,6$ и $6,4 \text{ км/сек}$ при $P = 4000 \text{ кг/см}^2$). Образец А-1311 отличается от предыдущего своей структурой. Здесь она гетерогранобластовая (рис. 35), т. е. главные минералы породы характеризуются различными размерами, нет чешуйчатости и сланцеватости.

В амфиболите (обр. А-530), у которого нематобластовая структура и сланцевая текстура, расхождение скоростей, измеренных при $P = 4000 \text{ кг/см}^2$ вдоль сланцеватости и перпендикулярно ей, составляет около 10% . В эклогитах (структура гетерогранобластовая, обр. 91-52) при таком же давлении оно не превышает 5% .

Мусковито-кварцевый сланец (обр. 26-1905), обладающий порфиробластовой структурой (рис. 35) и сланцеватой текстурой, при давлении 4000 кг/см^2 показал коэффициент анизотропии $1,18$. В этой породе отчетливо видна полосчатость, обусловленная чередованием кварца и мусковита. Мусковит распространен повсеместно, как бы заполняя трещины между участками развития кварца. В том случае, когда волна параллельна «трещинам», заполненным муско-

витом, скорость в породах приближается к скорости в мусковите (при давлении $15\,000\text{ кг/см}^2$ она равна $7,46\text{ км/сек}$). Когда же волна перпендикулярна к прослойкам (чередова-

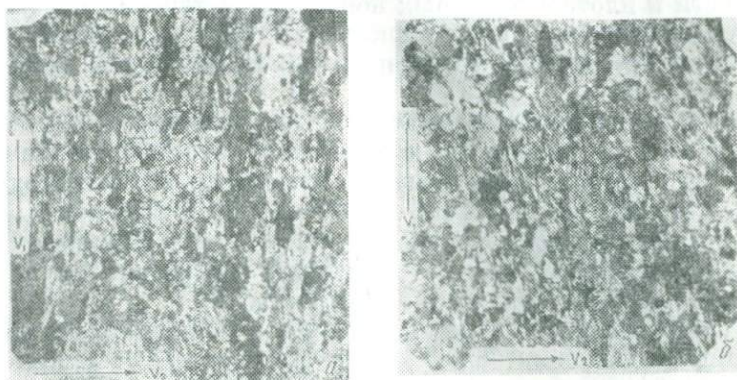


Рис. 35. Микрофотографии амфиболита (а) и мусковито-кварцевого сланца (б) и значения скоростей во взаимно перпендикулярных направлениях при давлении 4000 кг/см^2 . а — обр. А-530; $V_1=7,04\text{ км/сек}$, $V_2=6,37\text{ км/сек}$, $K=1,1$; б — обр. 26-1905; $V_1=7,08\text{ км/сек}$, $V_2=5,98\text{ км/сек}$, $K=1,18$.

ние мусковита и кварца), скорость в породах не превышает скорости в кварце — $6,16\text{ км/сек}$. В данном случае наблюдается такая же картина, как при распространении тока в токопроводящем канале. В зависимости от того, какие минералы составляют основную ткань пород, а какие заполняют промежутки между ними, характер изменения скорости различный, что приводит в дальнейшем к изменению коэффициента анизотропии.

Итак, степень анизотропии в основном определяется двумя факторами: анизотропией минералов и структурно-текстурными особенностями пород, приобретенными ими в процессе метаморфизма под действием давления и температуры.

Породы Центрального Казахстана можно разделить на две группы: докембрийские метаморфические, в которых анизотропия выражена достаточно хорошо, и палеозойские магматические и осадочные, где она практически отсутствует. Наличие значительной анизотропии скорости упругих волн при давлениях до $10\,000$ — $15\,000\text{ кг/см}^2$, отвечающих глубинам 40 — 60 км , позволит геофизическими методами решать ряд важных геологических задач. К ним можно отнести определение простирания древних структурных этажей [52], оконтуривание изверженных пород, выделение активных в отношении землетрясений тектонических зон [104], установление степени динамометаморфизма и т. д.

На основании изложенного выше можно сделать следующие выводы.

1. Установлены основные закономерности изменения скорости и плотности горных пород Казахстана в зависимости от давления, состава, пористости, структуры, текстуры, возраста, оруденения, метаморфизма, влажности и вторичных изменений.

2. Под воздействием приложенного давления на образец горной породы плотность и скорость возрастают в значительных пределах. Наибольшие изменения их происходят при давлениях от 1 до 2000—3000 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$. При более высоких давлениях рост скорости и плотности замедляется. Форма и характер кривых плотность — давление и скорость — давление примерно одинаковые.

3. Приращение плотности и скорости под действием приложенного давления зависит главным образом от микро- и макротрещиноватости.

4. Наибольшее увеличение скорости и плотности в функции от давления характерно для метаморфических и интрузивных пород кислого состава. При повышении давления от 1 до 4000 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$ скорость в образцах докембрийских глубокометаморфизованных пород в среднем возрастает на 15—20%, а в образцах гранитов — на 30%. В образцах палеозойских эффузивных и осадочных пород при тех же давлениях скорость увеличивается на 10—12%.

5. При высоких давлениях плотность и скорость определяются в основном составом пород. Это позволило установить количественную связь между вещественным составом пород и их физическими свойствами. Степень связи плотности и скорости с породообразующими окислами как по знаку, так и по величине различная, и коэффициенты корреляции между ними с увеличением давления, действующего на образец, изменяются.

Существенно влияют на физические свойства факторы метаморфизма и вторичных изменений пород.

6. На плотность и скорость резко воздействует пористость пород. Для изученных пород увеличение пористости на 1% сопровождается уменьшением скорости и плотности соответственно на 200—400 $\text{м}/\text{сек}$ и 0,02—0,05 $\text{г}/\text{см}^3$.

7. Скорость в образцах горных пород в целом возрастает с увеличением влажности. Наибольшее ее увеличение по мере насыщения пород водой свойственно образцам с повышенной пористостью. Возрастание скорости у насыщенных образцов достигает 3—5% относительно ее значений в воздушно-сухом состоянии. Докембрийские и палеозойские по-

роды района характеризуются небольшой пористостью (1—3%), поэтому для них недоучет влияния влажности на плотность и скорость внесет незначительные поправки.

8. Свинцовое, цинковое, медное оруденение пород сопровождается, с одной стороны, увеличением плотности породы, а с другой, уменьшением скорости упругих волн. Это, по-видимому, связано с тем, что данным металлам присущи высокая плотность (7—11 г/см³) и низкая скорость (1,5—2,5 км/сек) упругих волн.

9. Получены предельные значения плотности и скорости для различных по составу и генезису пород. Из интрузивных пород наиболее высокую плотность и скорость показывают ультраосновные. При давлениях 10 000—15 000 кг/см² скорость в них достигает 8—9 км/сек, а плотность — 3,3—3,4 г/см³. Скорость для габбро не превышает 7,2—7,3 км/сек, а плотность — 2,95—3,10 г/см³. Скорость для диоритов варьирует в пределах 6,7—7,0 км/сек. Плотность их ниже плотности габбро и равна 2,85—2,90 г/см³. Для гранитов средняя скорость равна 6,35 км/сек, а плотность — 2,68 г/см³. Таким образом, дифференциация физических свойств интрузивных пород соответствует их петрографической классификации по основности.

Дифференциация эффузивных пород по значениям скорости и плотности повторяет поведение интрузивных. Однако абсолютные величины их для эффузивных пород меньше, чем для интрузивных, что связано с большей пористостью первых.

Четкая дифференциация осадочных пород по физическим свойствам в районе не наблюдается. Относительно повышены их параметры для более древних пород по сравнению с молодыми. Высока скорость в известняках, которая достигает 6,2—6,6 км/сек при давлении 4000 кг/см². Для конгломератов и песчаников плотность не превышает 2,75 г/см³, а скорость — 5,2—5,8 км/сек.

По значениям плотности и скорости при давлениях 10 000—15 000 кг/см² комплекс пород, относимых к докембрию, разделяется на четыре группы. Первую группу с повышенной плотностью (3,35—3,40 г/см³) и скоростью (7,7—8 км/сек) образуют эклогиты. Амфиболиты, амфиболовые и актинолитовые сланцы, плотность и скорость для которых соответственно равны 3—3,2 г/см³ и 7—7,5 км/сек, объединяются во вторую группу. В третью группу с плотностью 2,7—2,9 г/см³ и скоростью от 6,2 до 6,8 км/сек входят разнообразные породы, состоящие из хлорита, биотита, мусковита, кварца, полевого шпата. Наконец, к последней группе отнесены породы в основном кварцево-полевошпатового состава.

Плотность пород этой группы не выше 2,65—2,70 г/см³, а скорость — 6,2 км/сек.

10. Более быстрый рост скорости и плотности в зависимости от давления для докембрийских глубокометаморфизованных пород по сравнению с палеозойскими эффузивно-осадочными образованиями приводит к тому, что кристаллический фундамент резко выделяется при давлениях 10 000—15 000 кг/см² в разрезе района, т. е. на границе докембрия и нижнего палеозоя устанавливается резкая плотностная и скоростная граница.

Дифференциация пород палеозоя по физическим свойствам выражена слабее. В Конском синклиории, где развиты породы нижнего и верхнего палеозоя, в геологическом разрезе следует ожидать вторую плотностную и скоростную границы между нижним палеозоем и силуром. В Атасуйском синклиории устанавливается резкая плотностная и скоростная границы между порфиритовой толщей нижнего — среднего и породами среднего — верхнего девона. Наличие в разрезе фаменских и турнейских известняков, плотность и скорость которых выше аналогичных параметров песчаников, конгломератов и других пород, относимых к визе и среднему — верхнему карбону, создадут плотностную и скоростную границы. Таким образом, плотностные и скоростные границы, выделенные при атмосферном давлении, сохраняются и при высоких его значениях. Местоположение каждой границы в разрезе будет зависеть от соотношения и последовательности стратиграфических толщ на исследуемом участке.

11. Физические свойства горных пород Центрального Казахстана имеют некоторые особенности по сравнению с аналогичными данными из других районов Советского Союза. Скорость для гранитов из Казахстана на 200—300 м/сек больше (при давлении 4000 кг/см²) скорости для гранитов с Кавказа. Такая разница в скоростях для одноименных пород, по-видимому, вызвана влиянием возраста на упругие свойства пород; более древним (казахстанским) породам присуща более высокая скорость. Отсюда следует, что при геологической интерпретации необходимо знать физические свойства горных пород именно исследуемого района.

12. В изученных породах наблюдается значительная анизотропия скорости упругих волн. С повышением давления она уменьшается, но не исчезает даже при давлении 15 000 кг/см². Коэффициент анизотропии скорости для метаморфических пород при давлении 10 000 кг/см² равен в среднем 1,1. Степень анизотропии определяется в основном структурно-текстурными особенностями пород. Она достаточно ясно выражена в докембрийских глубокометаморфизованных породах и практически отсутствует в изверженных и осадочных породах палеозоя.

ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ И ТЕМПЕРАТУРАХ

В этой главе кратко рассмотрены результаты изучения электрических свойств горных пород, полученные в лабораторных условиях при высоких давлениях и температурах.

Горные породы и породообразующие минералы разнообразны по своим электрическим свойствам. Большинство их — диэлектрики, некоторые являются полупроводниками. До последнего времени электрические свойства изучались в основном для нужд промысловой геофизики. Развитие электроразведки (методы электромагнитного зондирования, теллурических токов и др.) показало, что при решении проблем, связанных с изучением вещественного состава и физического состояния земных недр, необходимы сведения об электропроводности пород при высоких давлениях и температурах.

Экспериментально установлено, что электропроводность, являясь структурно-чувствительным параметром, сильно зависит от наличия дефектов в минерале [4, 83], а также от состава породы в целом.

Под действием внешней энергии (силовой, тепловой и др.) влияние дефектов на проводимость ослабевает. При этом давление сравнительно мало влияет на электрические параметры пород, температура ускоряет подвижность токоносителей.

Температурная зависимость электрической проводимости пород выражается уравнением

$$\sigma = \sum_i \sigma_i \cdot e^{-\frac{A_i}{T}},$$

где суммирование производится для всех типов проводимости; T — абсолютная температура. В твердых телах проводимость разделяется на примесную и собственную. Примесная

проводимость отмечается при низких температурах (менее 500—600°C) и может быть выражена формулой

$$\sigma_t = \sigma_0 \cdot e^{-\frac{E_t}{2kT}},$$

где k — постоянная Больцмана; E_t — энергия активации; σ_0 — начальная проводимость. Собственная проводимость наблюдается в области более высоких температур (от 500—600 до 1000°C).

Ниже приводятся данные экспериментальных исследований электропроводности горных пород Казахстана.

Методика измерений

Электрическое сопротивление горных пород изучено при воздействии на образцы одностороннего и всестороннего давления при атмосферной температуре, при высоких температурах и атмосферном давлении, наконец, при высоких давлениях и температурах.

Для изучения сопротивления пород при увеличении осевой нагрузки, создаваемой 30-тонным гидравлическим прессом, изготавливали цилиндрики из воздушно-сухих образцов диаметром 30—40 мм, высотой 20 мм. Сопротивление измеряли на постоянном токе двухэлектродным методом. В качестве электродов использовали медную фольгу. Для улучшения контактов на торцевые стороны цилиндриков наносили слой графитовой эмульсии по всей площади электродов. Охранное кольцо в виде тонкой полоски наносили также на цилиндрическую поверхность.

Удельное электрическое сопротивление при всесторонних давлениях до 20 000 кг/см² и температурах до 600°C исследовалось на образцах — цилиндриках диаметром 6—8 мм и высотой 2 мм. Усилие осуществлялось гидравлическим прессом. Температура создавалась электрической печью, а измерялась платинородиевой термопарой с точностью до $\pm 2,5^\circ\text{C}$.

Зависимость электропроводности от температуры при атмосферном давлении изучалась также на воздушно-сухих образцах, имеющих форму дисков с диаметром 30 мм и высотой 3 мм. Образцы помещали в электрическую печь, в которой температура достигала 1000—1200°C. Повышение температуры производилось ступенями через 50°C. В каждом интервале образец выдерживали до установления постоянного сопротивления.

В качестве измерительных приборов использованы термометры Е-6-3 и мост Р-333. Удельное сопротивление при всех

исследованиях рассчитывалось с учетом размеров образца по известной формуле:

$$\rho = R \frac{S}{h},$$

где R — сопротивление породы, $ом$;

S — площадь измерительного электрода, $см^2$;

h — высота цилиндра, $см$.

Электропроводность определялась по среднему значению постоянного тока, регистрируемого в двух встречных направлениях. При высоких давлениях и температурах дополнительно вычислены значения электропроводности, логарифм электропроводности, энергия активации и предэкспоненциальный коэффициент.

Влияние одностороннего давления на электропроводность пород

Исследование сопротивления при одностороннем давлении проводилось на образцах осадочных и интрузивных пород, предварительно насыщенных водой под вакуумом. В

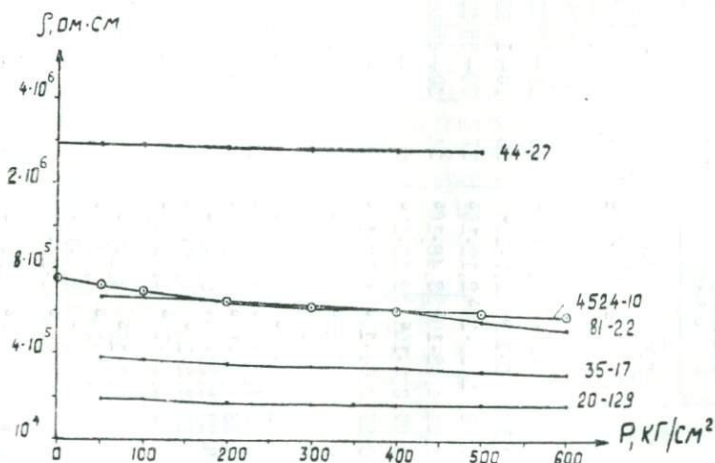


Рис. 36. Зависимость электросопротивления пород от одностороннего давления.

таблице 33 приведены значения начального сопротивления при $P=40 \text{ кг/см}^2$ и сопротивления при $P=390 \text{ кг/см}^2$, а также уменьшения сопротивления ($\Delta\rho$) в интервале давлений от минимального до максимального. Кроме того, даны сведения о влажности и составе пород.

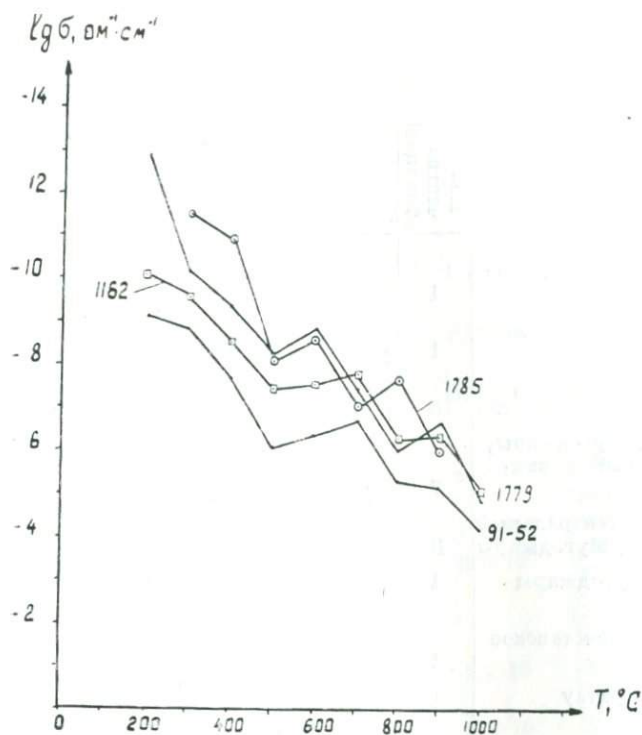


Рис. 37. Зависимость электропроводности пород от температуры. Образцы: 1162 и 1785 — граниты, 1779 — диорит, 91-52 — эглогит.

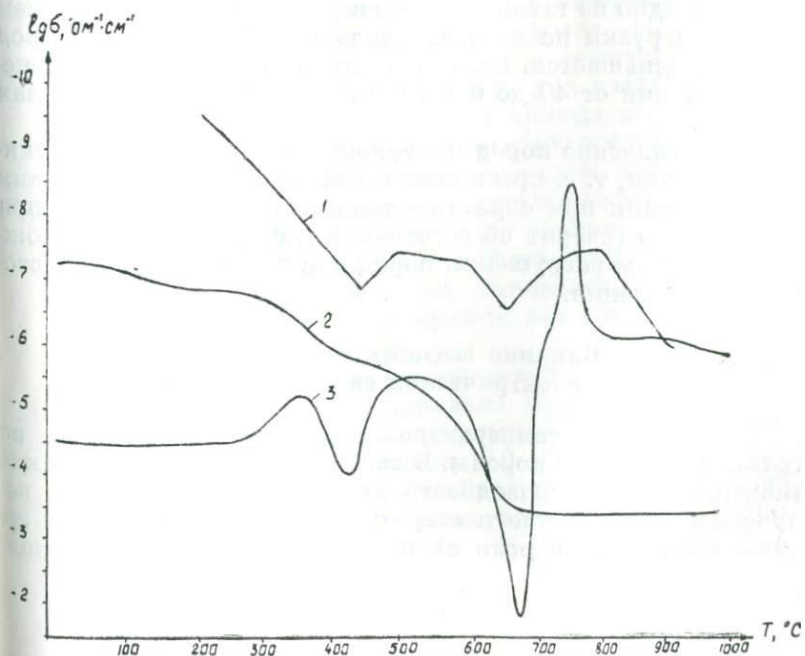


Рис. 38. Зависимость электропроводности (1) серпентинита от температуры. 2 и 3 — кривые нагревания.

Порода, район	Кол-во образцов	Температура, °C			
		200	300	400	500
Клинопироксенит, Мугоджары	1	$2,1 \cdot 10^{-7}$	$6,2 \cdot 10^{-7}$	$2,7 \cdot 10^{-6}$	$5,3 \cdot 10^{-6}$
Серпентинит, Мугоджары	1	$2,44 \cdot 10^{-10}$	$1,43 \cdot 10^{-8}$	$1,96 \cdot 10^{-8}$	$1,43 \cdot 10^{-7}$
Габбро, Мугоджары, Центральный Казахстан	8	$1,3 \cdot 10^{-9}$	$1,65 \cdot 10^{-8}$	$1,81 \cdot 10^{-7}$	$9,8 \cdot 10^{-6}$
Диориты, Мугоджары, Центральный Казахстан	7	$7,1 \cdot 10^{-11}$	$1,24 \cdot 10^{-9}$	$1,29 \cdot 10^{-8}$	$5,1 \cdot 10^{-8}$
Граниты, Центральный Казахстан, Мугоджары	18	$7,26 \cdot 10^{-12}$	$9,46 \cdot 10^{-11}$	$1,3 \cdot 10^{-9}$	$1,1 \cdot 10^{-8}$
Сиенит, Мугоджары	1	$1,2 \cdot 10^{-11}$	$8,8 \cdot 10^{-11}$	$1,3 \cdot 10^{-9}$	$4,6 \cdot 10^{-9}$
Эклогит, Кокчетавское поднятие	1	$5,9 \cdot 10^{-9}$	$3,3 \cdot 10^{-8}$	$5,9 \cdot 10^{-8}$	$1,04 \cdot 10^{-7}$
Сланец, Каратау	1	$5,1 \cdot 10^{-12}$	$5,0 \cdot 10^{-11}$	$4,8 \cdot 10^{-10}$	$2,3 \cdot 10^{-9}$
Гнейс, Мугоджары	1	$4,5 \cdot 10^{-11}$	$1,5 \cdot 10^{-9}$	$1,1 \cdot 10^{-8}$	$7,0 \cdot 10^{-8}$

Как видно из таблицы 33 и на рисунке 36 с увеличением осевой нагрузки на образец удельное сопротивление пород плавно уменьшается. Величина его уменьшения при изменении давления от 40 до 600 кг/см² колеблется в пределах 3—49%.

Сопротивление пород измерялось при увеличении и снятии нагрузки, т. е. при прямом и обратном ходе. Значения сопротивления при обратном ходе обычно выше, чем при прямом, что говорит об остаточной деформации и, возможно, частичном разрушении пород под воздействием одноосного давления.

Влияние высоких температур на электрические свойства пород

При высоких температурах исследованы различные по генезису и составу породы. В таблице 34 приведены средние значения электропроводности для некоторых образцов, полученные в интервале температур от 200 до 1000°C. Там же даны величины энергии активации (E_0) и предэкспоненци-

коэффициент горных пород при высоких температурах

°C	Интервал температуры, °C					E_0 , эВ	$\lg \sigma_0$, см ⁻¹
	600	700	800	900	1000		
						200—600	0,4
						600—1000	4,2
						200—600	0,7
						600—1000	2,2
						200—800	0,78
						800—1000	3,0
						200—700	0,7
						700—1000	2,3
						200—700	1,0
						700—1000	2,4
						200—700	0,9
						700—1000	1,9
						200—600	0,3
						600—1000	1,3
						200—700	0,8
						700—1000	2,4
						200—600	0,8
						600—1000	2,8

ального коэффициента (σ_0), а также интервалы температур, для которых они вычислены. Под действием температуры электропроводность во всех породах возрастает. Однако ход кривых электропроводности — температура и степень приращения электропроводности для различных пород различны. По форме и характеру кривых $\rho=f(T)$ породы разделяются на две группы. К первой относятся породы, состоящие из термоактивных минералов, для которых на кривых $\rho=f(T)$ наблюдаются аномальные участки и экстремальные точки, где происходят скачкообразные изменения электрической проводимости. Электропроводность пород, состоящих из термостойких минералов, от температуры изменяется плавно, и на кривых нет скачкообразных изменений.

При воздействии температуры электросопротивление уменьшается на 3—7 порядков. При этом на кривых $\rho=f(T)$ наблюдаются несколько переломов. Первый перелом появляется в области температур 150—250°C. Здесь удаляется из породы свободная влага и образуются трещины в минералах, что приводит к уменьшению электропроводности (рис. 37,

38). В этой области электросопротивление пород увеличивается на 8—9 порядков. В дальнейшем по мере роста температуры электропроводность возрастает, изменяются механизм и природа токоносителей. Если энергия активации в области низких и средних температур (500—700°C) небольшая (0,1—0,6 эв), то при высоких температурах она достигает 0,7—5,0 эв. Одновременно с увеличением энергии активации растет и предэкспоненциальный коэффициент.

Таблица 35

Электросопротивление пород при высоких температурах

№ образца	Порода	Температура, °C		Сопротивление, ом·см	
		начальная	конечная	начальное	конечное
4524-207	Песчаник	150	1000	$3,03 \cdot 10^9$	$2,14 \cdot 10^3$
4545-85	»	150	1000	$3,54 \cdot 10^9$	$1,93 \cdot 10^3$
66-3	»	100	1000	$1,0 \cdot 10^{10}$	$1,23 \cdot 10^4$
65-36	Сланец амфиболовый	100	800	$8,55 \cdot 10^9$	$1,8 \cdot 10^3$
114-114	Сланец плагиоклазовый	100	1000	$3,98 \cdot 10^9$	$1,36 \cdot 10^3$
95-10	Гнейс роговообманковый	150	1000	$1,22 \cdot 10^{10}$	$9,2 \cdot 10^3$
72-17	Гранит	150	1050	$8,8 \cdot 10^9$	$1,6 \cdot 10^4$
72-1	»	150	1050	$8,4 \cdot 10^9$	$7,65 \cdot 10^3$
58-69	»	118	800	$3,92 \cdot 10^{10}$	$5,03 \cdot 10^5$
60-15	Порфирит	100	800	$3,06 \cdot 10^{10}$	$1,7 \cdot 10^3$
9-32	Кварцевый порфир	200	1050	$2,6 \cdot 10^{10}$	$1,55 \cdot 10^3$
33-3	Сиенит-порфир	100	1000	$5,05 \cdot 10^9$	$1,22 \cdot 10^4$
77-9	Диорит	130	1100	$2,79 \cdot 10^9$	$6,2 \cdot 10^4$
126-36	»	200	900	$4,28 \cdot 10^9$	$6,12 \cdot 10^4$
28-62	Габбро	100	1050	$6,3 \cdot 10^8$	$1,76 \cdot 10^3$
65-44	Серпентинит	100	1050	$2,02 \cdot 10^3$	$1,65 \cdot 10^1$

Как и другие физические свойства, электропроводность зависит от состава пород (табл. 34, 35). Наиболее высокая электрическая проводимость (10^{-3} — 10^{-4} ом⁻¹·см⁻¹) среди интрузивных пород свойственна ультраосновным. По мере уменьшения основности она при одних и тех же температурах снижается. Так, например, при температуре 200°C электропроводность распределена следующим образом: клинопироксенит — $2,1 \cdot 10^{-7}$ ом⁻¹·см⁻¹; габбро — $1,3 \cdot 10^{-9}$ ом⁻¹·см⁻¹; гранит — $7,3 \cdot 10^{-12}$ ом⁻¹·см⁻¹. Различие в проводимости, как видим, существенное. В области высоких температур это различие сохраняется, но проявлено слабее.

Электросопротивление метаморфических пород находится в тех же пределах, что у интрузивных. В области примесной проводимости оно составляет 10^9 — 10^{10} ом·см, а в области собственной повышается до 10^3 — 10^5 ом·см.

Электропроводность пород при высоких всесторонних давлениях и температурах

В условиях одновременного воздействия на образец горной породы высоких давлений до 2000 кг/см^2 и температуры до 500°C исследованы сиениты, граниты, гранодиориты, габбро, пироксениты, перидотиты, сланцы и др. (табл. 36).

Таблица 36

Электросопротивление горных пород при высоких давлениях
и температурах

№ образца	Порода	Температура, °C	Сопротивление, ом·см		Уменьшение сопротивления, %
			при $P=1340 \text{ кг/см}^2$	при $P=20\ 000 \text{ кг/см}^2$	
25-80	Гранодиорит	300	$1,25 \cdot 10^{10}$	$3,5 \cdot 10^9$	73
		400	$1,2 \cdot 10^9$	$3,88 \cdot 10^8$	68
38-25	Гранит	250	$2,88 \cdot 10^{10}$	$4,5 \cdot 10^9$	85
		350	$1,7 \cdot 10^9$	$5,5 \cdot 10^8$	68
24-59	»	450	$1,0 \cdot 10^8$	$3,44 \cdot 10^8$	66
		200	$8,4 \cdot 10^8$	$1,8 \cdot 10^8$	78
		300	$1,6 \cdot 10^8$	$1,47 \cdot 10^8$	91
28-52	Габбро	200	$6,34 \cdot 10^9$	$7,45 \cdot 10^7$	88
		300	$4,75 \cdot 10^7$	$5,87 \cdot 10^6$	88
		400	$3,28 \cdot 10^6$	$3,74 \cdot 10^5$	89
49-43	Пироксенит	450	$9,5 \cdot 10^5$	$1,92 \cdot 10^5$	80
		100	$1,17 \cdot 10^{10}$	$2,2 \cdot 10^9$	81
		300	$9,3 \cdot 10^6$	$3,1 \cdot 10^5$	67
49-42	»	400	$3,6 \cdot 10^5$	$1,2 \cdot 10^5$	66
		500	$7,6 \cdot 10^4$	$2,2 \cdot 10^4$	71
		200	$1,51 \cdot 10^8$	$4,65 \cdot 10^7$	68
65-27	Серпентинит	300	$1,8 \cdot 10^7$	$4,66 \cdot 10^6$	75
		400	$1,1 \cdot 10^6$	$3,45 \cdot 10^5$	69
		500	$1,42 \cdot 10^5$	$4,6 \cdot 10^4$	67
65-44	»	550	$8,85 \cdot 10^4$	$2,8 \cdot 10^4$	69
		100	$1,98 \cdot 10^4$	$1,12 \cdot 10^4$	43
		300	$3,5 \cdot 10^4$	$2,4 \cdot 10^4$	31
100	Перидотит	400	$2,1 \cdot 10^4$	$1,5 \cdot 10^4$	42
		100	$1,76 \cdot 10^2$	$4,05 \cdot 10^1$	77
		400	$1,23 \cdot 10^2$	$6,2 \cdot 10^1$	50
		200	$1,02 \cdot 10^{10}$	$2,53 \cdot 10^9$	75
		300	$3,4 \cdot 10^9$	$6,8 \cdot 10^8$	80

Характер изменения зависимости электросопротивления от давления при различных температурах в целом такой же, как при одностороннем давлении. При увеличении давления удельное сопротивление пород уменьшается. В интервале давления $1-19\ 000 \text{ кг/см}^2$ оно составляет $1-2$ порядка (табл. 37). Особенно интенсивно сопротивление снижается

Таблица 37

Электросопротивление горных пород при различных давлениях и температурах (ом·см)

Порода	№ образца	Температура, °С	Давление, кг/см ²						
			1	900	3700	7500	11 000	15 000	18 000
Пироксенит	19	200	$4,7 \cdot 10^6$	$4,27 \cdot 10^5$	$3,24 \cdot 10^5$	$2,0 \cdot 10^5$	$1,55 \cdot 10^5$	$1,11 \cdot 10^5$	$8,95 \cdot 10^4$
		500	$1,9 \cdot 10^5$	$1,33 \cdot 10^4$	$6,8 \cdot 10^3$	$4,32 \cdot 10^3$	$3,25 \cdot 10^3$	$2,32 \cdot 10^3$	$1,79 \cdot 10^3$
Горнблендит	229-468	200	—	$1,17 \cdot 10^8$	$8,07 \cdot 10^2$	$6,24 \cdot 10^2$	$4,88 \cdot 10^2$	$4,25 \cdot 10^2$	$3,5 \cdot 10^2$
		500	—	$1,91 \cdot 10^5$	$1,23 \cdot 10^5$	$9,55 \cdot 10^4$	$8,06 \cdot 10^4$	$7,21 \cdot 10^4$	$6,36 \cdot 10^4$
Оливиновое габбро	844-3	200	$7,7 \cdot 10^9$	$1,04 \cdot 10^9$	$7,7 \cdot 10^8$	$6,2 \cdot 10^8$	$6,0 \cdot 10^8$	$6,0 \cdot 10^8$	$6,0 \cdot 10^8$
		500	$1,8 \cdot 10^2$	$9,5 \cdot 10^5$	$6,7 \cdot 10^5$	$5,1 \cdot 10^5$	$4,5 \cdot 10^5$	$4,1 \cdot 10^5$	$4,0 \cdot 10^5$
Биотитовый гранит	303-1	200	$6,4 \cdot 10^{10}$	$2,7 \cdot 10^9$	$1,43 \cdot 10^9$	$1,36 \cdot 10^9$	$1,36 \cdot 10^9$	$1,49 \cdot 10^9$	$1,49 \cdot 10^9$
		500	$2,46 \cdot 10^2$	$8,25 \cdot 10^6$	$4,5 \cdot 10^6$	$2,84 \cdot 10^6$	$2,22 \cdot 10^6$	$2,15 \cdot 10^6$	$2,09 \cdot 10^6$
Сиенит	15	200	$1,0 \cdot 10^{11}$	$1,2 \cdot 10^{10}$	$8,8 \cdot 10^9$	$6,8 \cdot 10^9$	$6,0 \cdot 10^9$	$5,1 \cdot 10^9$	$4,15 \cdot 10^9$
		500	$2,16 \cdot 10^8$	$2,7 \cdot 10^7$	$2,2 \cdot 10^7$	$1,76 \cdot 10^7$	$1,55 \cdot 10^7$	$1,32 \cdot 10^7$	$1,09 \cdot 10^7$

в области низких давлений (от 1 до 3000—4000 кГ/см^2) и температур.

Расчеты энергии активации по формуле, отражающей зависимость электропроводности от температуры для диэлектриков, показывают ее уменьшение с ростом давления (табл. 38).

Таблица 38

Энергия активации горных пород при высоких давлениях и температурах

№ образца	Порода	Давление, кГ/см^2	Энергия активации, эв	Давление, кГ/см^2	Энергия активации, эв	Температура, °С
25-30	Гранодиорит	1300	0,34	9400	0,20	350
		1300	1,48	9400	1,28	300—350
28-52	Габбро	1300	0,76	21000	0,68	500
49-43	Пироксенит	1300	0,92	21000	0,72	250—550
49-42	»	1300	0,90	23000	0,76	250—600

Резкое уменьшение электросопротивления при низких температурах с ростом давления в области 1—4000 кГ/см^2 связано с улучшением электрического контакта между зернами в породе в результате залечивания микротрещин и пустот, т. е. механических дефектов.

Таким образом, из приведенных выше экспериментальных данных вытекает вполне определенный вывод о том, что электрическое сопротивление горных пород различных районов Казахстана в условиях давлений до 20 000 кГ/см^2 и температур до 1000°С понижается на 3—7 порядков. При этом больше влияет температура. Однако все эти данные, как и у многих других исследователей, получены при испытании сухих образцов и при свободном доступе воздуха, что, очевидно, изменяет природу токоносителей в породе. В дальнейшем для разведочной геофизики необходимо разработать методику и аппаратуру исследований, позволяющих определить электрические свойства горных пород в условиях, близких к естественным.

СВЯЗЬ МЕЖДУ СКОРОСТЬЮ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПРОДОЛЬНЫХ ВОЛН И ПЛОТНОСТЬЮ ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ ВЫСОКИХ ВСЕСТОРОННИХ ДАВЛЕНИЯХ

Выявление связи между скоростью распространения продольных волн и плотностью горных пород представляет теоретический и практический интерес. Впервые идея о возможности использования скорости распространения упругих волн в горных породах для определения их плотности, насколько нам известно, была высказана Л. Адамсом и Е. Вильямсоном [128], когда они получили уравнение вида

$$\frac{d\sigma}{\sigma} = -g \frac{dz}{\Phi}, \quad (1)$$

где $\Phi = \frac{K}{\sigma} = V_p^2 - \frac{4}{3} V_s^2$;

K — объемный модуль;

σ — плотность;

V_p и V_s — скорость продольных и поперечных волн.

Из уравнения (1) следует, что если по результатам сейсмических работ определить скорости V_p и V_s и выяснить особенности их распределения с глубиной и по площади, то нетрудно установить закономерности изменения плотности.

В дальнейшем этому вопросу было посвящено много работ [43, 65, 80, 87, 91, 106, 113, 129, 131, 190]. В большинстве из них рассматривается связь между скоростью волн и плотностью пород в атмосферных условиях для осадочных пород, слагающих верхнюю часть земной коры. Однако использовать их при изучении глубинного строения земной коры невозможно. Например, расхождение между скоростями, полученными по формуле связи и определенными при высоких давлениях (рис. 39), превышает 1—2 км/сек. Известны также попытки выявления связи между плотностью и скоростью распространения упругих волн в горных породах

при высоких всесторонних давлениях. Рассмотрим последние более подробно.

В общем виде для магматических и метаморфических пород связь между скоростью и плотностью представляется в виде линейного уравнения:

$$V_p = a + b \cdot \sigma. \quad (2)$$

Для осадочных пород она подчиняется экспоненциальным законам [65].

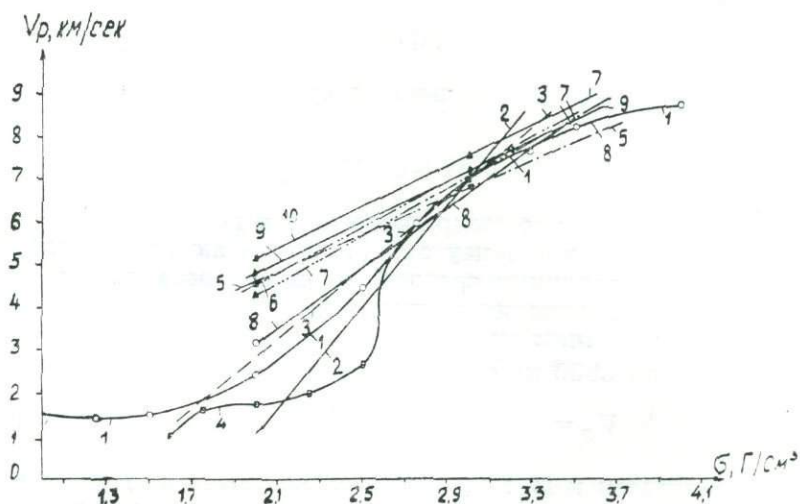


Рис. 39. Графики зависимости плотности горных пород от скорости продольных волн. 1 — по [190]; 2 — по [91]; 3 — по [47]; 4 — по [154]; 5 — по [184]; 6 — по [147]; 7 — по [177]; 8, 9 и 10 — получены для Центрального Казахстана при $P=10\ 000$ кг/см².

В работе В. Джада [176] приведена такая зависимость при атмосферном давлении для различных типов пород (всего 345 образцов) на основании лабораторных и полевых измерений. Полученный коэффициент корреляции составлял 0,63. Ф. Берч [148], а также Д. Шимозуру [184] во избежание влияния пористости на скорость упругих волн рассматривали аналогичную корреляционную связь при высоких давлениях. Д. Шимозуру вычислил значения скорости по данным различных авторов о сжимаемости и по коэффициенту Пуассона для изверженных пород идеализированного состава. Для продольных волн при всестороннем давлении 4000 кг/см² он получил следующее уравнение:

$$V_p = 2,3 \cdot \sigma - 0,06 \text{ км/сек.} \quad (3)$$

Рассматривая плотность и скорость продольных волн для изверженных пород при $10\,000 \text{ кг/см}^2$, Ф. Берч показал, что связь между ними подчиняется выражению

$$V_p = -0,98 + 0,7(21 - m) + 2,76 \cdot \sigma \text{ км/сек}, \quad (4)$$

где m означает средний атомный вес исследуемой породы. Исключение составляют только породы, содержащие кальций. Для силикатов со средним атомным весом $m=21$ Ф. Берч получил формулу

$$V_p = 3,31 \cdot \sigma - 2,55. \quad (5)$$

Ж. Симмонс [185] для кальцийсодержащих пород уточнил формулу (4):

$$V_p = -0,93 + 0,7(21 - m) + 4,60(\text{CaO}) + 2,76 \text{ км/сек}, \quad (6)$$

где (CaO) — объемное содержание CaO в породе.

К. Канамори и С. Мизутани [177] считают, что реально использовать величину среднего атомного веса при интерпретации геофизических данных невозможно. Они установили по измерениям скорости V_p для 200 образцов пород при давлении 6000 кг/см^2 такую зависимость:

$$V_p = (2,8 \cdot \sigma - 1,3) \pm 0,5 \text{ км/сек}. \quad (7)$$

О. Андерсон и И. Нэф [131] сомневаются в существовании линейной связи между скоростью упругих волн и плотностью пород. Они получили для окислов следующее соотношение:

$$V_i = \sigma^{\frac{1}{2}(s-1)}, \quad (8)$$

где V_i — любая скорость (продольная, поперечная); коэффициент s изменяется от 3 до 4. Для поперечных волн формулу (8) они преобразовали в уравнение

$$V_s = \sigma^{\gamma - \frac{1}{3}}, \quad (9)$$

где коэффициент $1,5 < \gamma < 1,8$. По мнению авторов, соотношение (9) должно сохраниться при высоких давлениях и температурах.

В работе Ф. Болта [151] предложено соотношение

$$V_p = 0,60 + 1,52 \cdot \sigma. \quad (10)$$

Имеются также работы, в которых плотность выражается через скорость V_p . Так, в статье И. С. Вольвовского и др. [47] приводится формула

$$\sigma = 0,24 \cdot V_{пл} + 1,31 \text{ г/см}^3, \quad (11)$$

где $V_{пл}$ — пластовая скорость, км/сек. Коэффициент корреляции равен 0,89. Используя формулу (11), авторы рассчитали плотность различных слоев, выделяемых глубинным сейсмическим зондированием в земной коре.

Ф. Берч [150] получил два уравнения, связывающих плотность со скоростью:

$$\sigma = 0,768 + 0,328 \cdot V_p, \quad (12)$$

$$\sigma = 0,252 + 0,3788 \cdot V_p. \quad (13)$$

Эти уравнения получены из выражения (1). Значение коэффициента $a = 0,768 \text{ г/см}^3$ в формуле (12) вычислено для случая, когда масса ядра Земли равна $1,955 \times 10^{27} \text{ г}$, а его средняя плотность — $11,14 \text{ г/см}^3$. В формуле (13) коэффициенты подсчитаны для условий: плотность на глубине 33 км равна $3,32 \text{ г/см}^3$, а масса ядра Земли — $1,936 \times 10^{27} \text{ г}$.

Приведенные выше формулы, а также наши данные показывают, что связь между плотностью и скоростью распространения упругих волн в первом приближении описывается уравнением вида (2). Оставалось не ясным, изменяются ли

Таблица 39

Формулы связи между скоростью V_p (км/сек) и плотностью σ (г/см³) пород при различных давлениях

Давление, кг/см ²	Регрессия V_p по σ	Регрессия σ по V_p	Коэффициент корреляции
Атмосферное	$3,35 \cdot \sigma - 3,46$	$0,216 \cdot V_p + 1,535$	0,85
1000	$2,72 \cdot \sigma - 1,24$	$0,274 \cdot V_p + 1,055$	0,86
4000	$2,54 \cdot \sigma - 0,52$	$0,291 \cdot V_p + 0,888$	0,86
6000	$2,54 \cdot \sigma - 0,47$	$0,312 \cdot V_p + 0,742$	0,89
10000	$2,44 \cdot \sigma - 0,08$	$0,293 \cdot V_p + 0,834$	0,85

коэффициенты a и b в уравнении (2) для пород из различных районов и генезисов, усиливается ли степень связи (коэффициент корреляции) между плотностью и скоростью в зависимости от гидростатического давления. Эти вопросы обсуждались нами в работах [43, 65]. Для западной части Успенской зоны получены формулы связи между плотностью и скоростью распространения продольных волн при различных давлениях (табл. 39).

Исследования показали, что с ростом давления коэффициенты a и b в формуле (2) постепенно уменьшаются по абсолютному значению. Причем величина свободного члена в уравнении регрессии, например V_p по σ , имеет отрицательное значение. Величина коэффициента b с увеличением всестороннего давления практически стремится к постоянному значению. Кроме того, оказалось, что и коэффициент корреляции между плотностью и скоростью изменяется в сторону увеличения с повышением давления (табл. 39).

Формулы (1—13), как и формулы предыдущих исследователей [148, 177, 184, 185], имеют существенный недостаток. Он заключается в том, что при их выводе не учитывалось влияние на скорость изменения плотности с повышением давления. В этих расчетах плотность считалась постоянной, а скорость принималась в зависимости от давления. Как известно из главы IV, плотность пород в зависимости от прилагаемого на образец горной породы давления изменяется. При давлениях от 1 до 15 000 кг/см^2 она возрастает на 3—4%. Отсюда возникает вопрос: как отражается такое изменение плотности на характере связи плотность — скорость?

В результате обработки данных таблиц 13, 14 и 17 получены формулы связи V_p по σ , а также σ по V_p при различных высоких всесторонних давлениях (табл. 40).

Таблица 40

Формулы связи между плотностью и скоростью при высоких давлениях

Давление, кг/см^2	Регрессия V_p по σ , км/сек	Регрессия σ по V_p , г/см^3	Коэффициент корреляции	Количество образцов
Атмосферное	$3,45 \cdot \sigma - 3,96$	$0,196 \cdot V_p + 1,700$	0,82	35
1000	$1,86 \cdot \sigma + 1,20$	$0,402 \cdot V_p + 0,250$	0,86	35
4000	$1,85 \cdot \sigma + 1,43$	$0,41 \cdot V_p + 0,123$	0,88	35
10000	$1,93 \cdot \sigma + 1,34$	$0,42 \cdot V_p + 0,012$	0,90	34
15000	$1,9 \cdot \sigma + 1,48$	$0,418 \cdot V_p - 0,020$	0,90	34

На практике о силе статистической связи между двумя параметрами судят по коэффициенту корреляции и считают, что величины достаточно связаны, если по своей абсолютной величине коэффициент корреляции близок к единице. Из таблицы 40 видно, что коэффициенты корреляции в основном удовлетворяют этому требованию. Достоверность выявленной связи оценивается [71] по значению $\frac{r}{\sigma}$, где

$\sigma = \frac{1-r^2}{\sqrt{n}}$ — ошибка в определении r ; n — число определений. В нашем случае $\sigma = 0,03$, а $\frac{r}{\sigma} = 30$. Это показывает надежность зависимостей. Коэффициент корреляции с повышением давления также растет и приближается к единице. При давлениях 4000—15 000 кг/см^2 он равен 0,9. Это означает, что изменение скорости на 90% происходит вследствие изменения плотности породы, следовательно, и от ее состава.

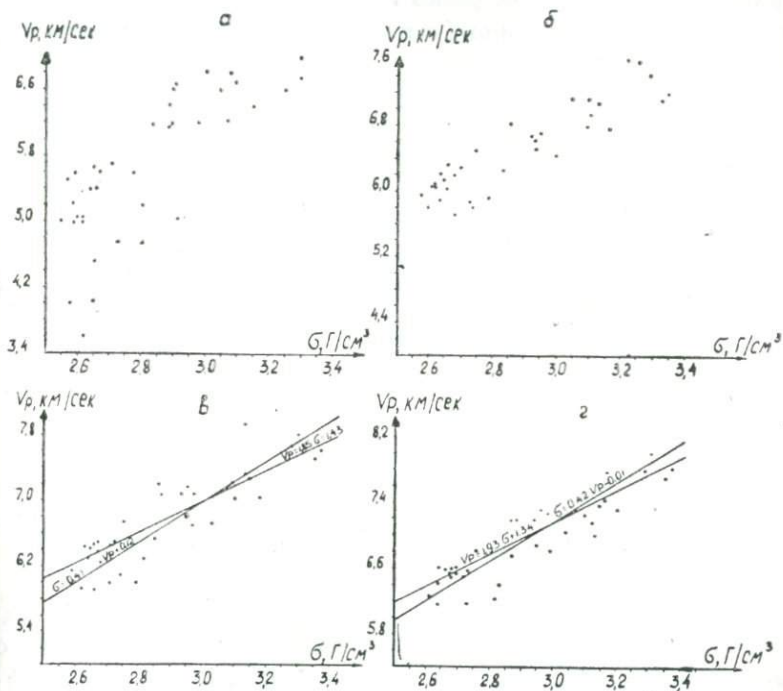


Рис. 40. Поле корреляции между скоростью V_p и плотностью пород при высоких давлениях. а — $P=1 \text{ кг/см}^2$; б — $P=1000 \text{ кг/см}^2$; в — $P=4000 \text{ кг/см}^2$; г — $P=10\,000 \text{ кг/см}^2$.

Разброс фактических точек относительно теоретической линии регрессии V_p по σ при этих давлениях не превышает $\pm 0,2-0,3 \text{ км/сек}$. Кривые скорость — плотность и плотность — скорость почти сливаются, т. е. связь между рассматриваемыми параметрами для интрузивных пород близка к функциональной (рис. 40).

При давлениях выше 1000 кг/см^2 линии регрессии V_p по σ располагаются между собой параллельно. Угол наклона β с повышением давления не изменяется. Коэффициенты a

и b в уравнении (2) с увеличением давления изменяются, но в характере их изменения по сравнению с аналогичными коэффициентами в формулах связи из таблицы 39 имеются существенные различия.

Коэффициент a в уравнении $V_p = a + b \cdot \sigma$ при давлениях до 1000 кг/см^2 резко уменьшается по абсолютной величине и меняет свой знак с отрицательного на положительный. В области более высоких давлений он почти не изменяется. В уравнении σ по V_p он резко изменяется при низких давлениях и меняет свой знак с положительного на отрицательный (рис. 41).

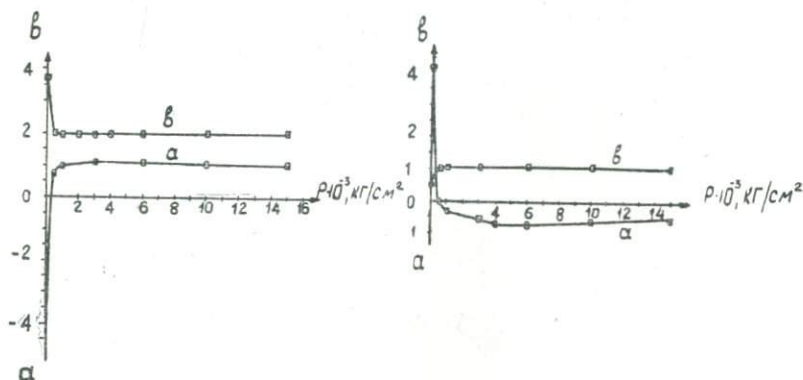


Рис. 41. Изменение коэффициентов a и b в формулах связи $V_p = a + b \cdot \sigma$ (слева) и $\sigma = a + b \cdot V_p$ (справа) в зависимости от давления.

Коэффициент b в этих уравнениях всегда положительный. При низких давлениях в уравнении $V_p = a + b \cdot \sigma$ он с повышением давления уменьшается, а в формуле $\sigma = a + b \cdot V_p$ — возрастает. В области высоких давлений (более 4000 кг/см^2) коэффициент b почти постоянный.

С физической точки зрения присутствие свободных членов в этих уравнениях связано, по-видимому, с неплотным строением породы. Наибольшие их значения получаются при низких давлениях, когда трещиноватость и пористость в породе наибольшие.

Коэффициент b характеризует степень изменения скорости в зависимости от плотности и наоборот, т. е. он равен градиенту: $\frac{\partial V_p}{\partial \sigma} = b \text{ км} \cdot \text{сек}^{-1} / \text{г} \cdot \text{см}^{-3}$ для регрессии V_p по σ или $\frac{\partial \sigma}{\partial V_p} = b \text{ г} \cdot \text{см}^{-3} / \text{км} \cdot \text{сек}^{-1}$ для регрессии σ по V_p .

Сопоставление формул связи, полученных в различных условиях

Сопоставим полученные в различных условиях формулы связи между собой, с одной стороны, и с аналогичными формулами, выведенными другими исследователями, с другой. Для такого сопоставления воспользуемся уравнениями регрессии V_p по σ , которые приведены выше. Уравнения регрессии σ по V_p по результатам экспериментальных исследований при высоких давлениях получены впервые.

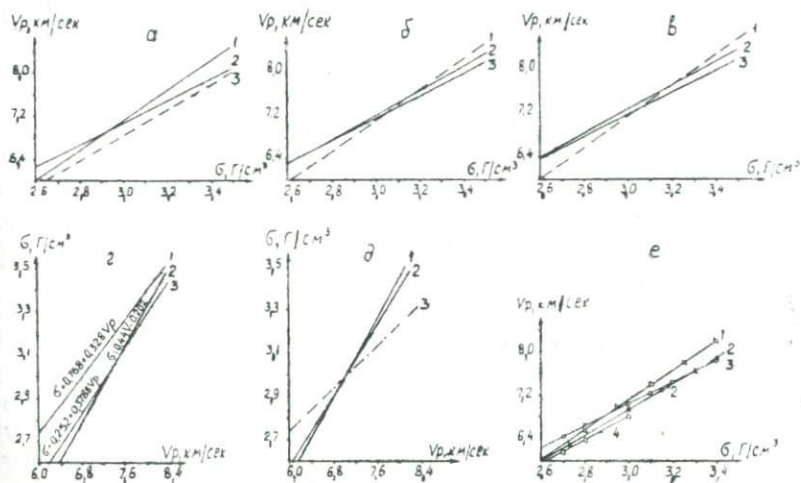


Рис. 42. Сопоставление графиков зависимости скорости V_p от плотности для различных пород при высоких давлениях. *a* — при $P=4000 \text{ кг/см}^2$: 1, 2 — для Центрального Казахстана, 3 — по [184]; *б* — при $P=6000 \text{ кг/см}^2$: 1 — по [177], 2, 3 — для Центрального Казахстана; *в* — при $P=10000 \text{ кг/см}^2$: 1 — по [147], 2, 3 — для Центрального Казахстана; *г* — графики зависимости плотности от скорости V_p в образцах пород: 1, 3 — по [150], 2 — для Центрального Казахстана; *д* — графики зависимости плотности от скорости в образцах пород при $P=4000 \text{ кг/см}^2$: 1, 2 — при переменных плотности и скорости с давлением, 3 — по [47]; *е* — графики зависимости скорости V_p от плотности (при $P=4000 \text{ кг/см}^2$): 1 — для интрузивных, 2 — для метаморфических, 4 — для осадочных пород. Кривые 1, 2 и 4 получены при постоянной с давлением плотности и переменной скорости V_p , кривая 3 — для интрузивных пород при переменной плотности и скорости V_p .

На рисунке 42 показаны линии регрессии V_p по σ при различных давлениях. Разберем каждую формулу в отдельности.

Формулы, выведенные нами при $P=4000 \text{ кг/см}^2$ для пород Центрального Казахстана без учета влияния изменения

плотности с повышением давления на скорость (кривая 1) и с учетом ее влияния (кривая 2), дают расхождения, достигающие 0,3—0,5 км/сек при плотности 3,1 г/см³ и выше, что связано с различием угла наклона кривых к оси абсцисс. С кривой 3 регрессии V_p по σ , приведенной Д. Шимозуру [184], наши данные существенно расходятся в области низких плотностей. При плотностях 3,2—3,3 г/см³ и выше кривые сближаются между собой. Наши формулы связи V_p по σ ($P=6000$ и $10\,000$ кг/см²) в области низких (2,6—2,8 г/см³) и более высоких (3,3—3,5 г/см³) плотностей на $\pm 0,5$ км/сек расходятся с данными К. Канамори [177] (кривая 4) и на $\pm 0,2—0,4$ км/сек с данными Ф. Берча [148] (кривая 5).

При сравнении кривых регрессии σ по V_p , полученных с учетом влияния изменения плотности с повышением давления на скорость и без такого учета (рис. 42) между ними также наблюдается существенное расхождение. На графике приведены кривые регрессии σ по V_p из работ [47, 150]. В диапазоне скоростей V_p от 6 до 8,5 км/сек наши данные близки к нижней кривой Ф. Берча. Кривая из работы [150] дает заниженные плотности.

Из изложенного ясно, что использование уравнений регрессии V_p по σ и σ по V_p , установленных при постоянной плотности и переменной скорости, вызывает определенную погрешность при интерпретации геофизических данных. Величина погрешности зависит от абсолютного значения изучаемых параметров и от того, какой параметр взят за аргумент, а какой в качестве функции. Если производится оценка скорости по значению плотности, то ошибка небольшая ($\pm 2—4\%$). Если определяется плотность по значению скорости (на современном этапе развития геофизики это условие важно), то ошибка может достигать 5—8%. В дальнейшем необходимо использовать формулы, которые более соответствуют естественным условиям (табл. 40).

Возможности практического применения полученных формул

Оценим теперь возможности практического применения формул, приведенных в таблице 40. Для этого воспользуемся результатами экспериментальных исследований плотности и скорости в зависимости от давления.

В таблице 41 даны экспериментальные значения плотности σ_0 и скорости V_p^0 для пород при давлении $10\,000$ кг/см². Зная их, по формулам связи можно определить теоретиче-

Плотность и скорость, вычисленные по формулам связи*
и полученные экспериментально при давлении 10 000 кг/см²

№ образца	Плотность, г/см ³			Скорость, км/сек		
	экспериментальная, σ_0	вычисленная, σ_T	Расхождение	экспериментальная, V_p^0	вычисленная, V_p^T	Расхождение
42-29	2,676	2,689	-0,013	6,58	6,55	+0,03
257-31	2,684	2,667	+0,017	6,52	6,86	-0,34
255-74	2,694	2,680	+0,014	6,55	6,58	-0,03
304-38	2,689	2,711	+0,022	6,62	6,56	+0,06
303-18	2,662	2,698	-0,036	6,59	6,50	+0,09
544	2,675	2,689	-0,014	6,58	6,54	+0,04
A-454	2,940	2,986	-0,026	7,20	7,06	+0,14
49-60	2,859	2,869	-0,010	6,98	6,91	+0,07
287-53	2,982	2,979	+0,003	7,23	7,16	+0,07
A-C-2	2,956	3,019	-0,060	7,32	7,12	+0,20
49-32	3,300	3,340	-0,040	8,05	7,82	+0,23
1	3,098	3,060	+0,038	7,30	7,32	-0,02
A-911	2,600	2,630	-0,030	6,27	6,37	-0,10
296-35	2,640	2,600	+0,040	6,20	6,44	-0,24
A-504	2,789	2,740	+0,049	6,54	6,73	-0,19
84-4	3,280	3,230	+0,050	7,70	7,68	+0,02

* Расчеты производились по формулам: $V_p = 1,93 \cdot \sigma + 1,34$;
 $\sigma = 0,42 \cdot V_p - 0,01$.

ские величины скорости V_p^T или плотности σ_T . В таблице 41 охвачена плотность в пределах 2,6—3,4 г/см³. Эти значения характерны для магматических и метаморфических пород.

Из таблицы видно, что между V_p^0 и V_p^T наблюдаются расхождения как положительного, так и отрицательного знаков. Однако наибольшая величина расхождений редко превышает 5%, колеблясь в основном от 0 до 3%, т. е. в пределах точности определения скорости упругих волн. Точность определения скорости через плотность, таким образом, достаточно высокая, а плотности через скорость — низкая. Расхождение между σ_0 и σ_T иногда достигает $\pm 0,05$ — $0,06$ г/см³. Такие значения, в частности, характерны для образцов вторично измененных пород (образец А-С-2 и др.). Для большинства испытанных пород расхождение между σ_0 и σ_T в среднем не превышает $\pm 0,02$ — $0,03$ г/см³.

Для проверки изложенного выше используем косвенные данные, полученные на основании геофизических исследований верхней части Земли, которая подразделяется на несколько слоев с различными физическими свойствами. В

таблице 42 приведены значения плотности, скорости продольных волн и мощности различных слоев [22].

Определим теперь с помощью формул связи при двух известных параметрах — давлении и плотности — третий, неизвестный — скорость продольных волн для каждого слоя. Затем при тех же условиях установим плотность, считая скорость известной. Поскольку данные таблицы 42 характеризуют естественные условия, то подсчет сначала проведем по формулам, приведенным в таблице 40.

Таблица 42

Физические свойства верхних слоев Земли

Показатель	Слой		
	«гранитный»	«базальтовый»	подкоровый
Плотность, $г/см^3$	2,7	2,9	3,3
Скорость, $км/сек$	5,5—6,5	6,5—7,0	8,0
Мощность, $км$	0—30	5—40	—

Плотность «гранитного» слоя будет $2,68 г/см^3$, «базальтового» — $2,88 г/см^3$, подкорового — $3,315 г/см^3$. Соответственно скорость равна $5,36—6,58 км/сек$, $6,65—6,99 км/сек$ и $7,94 км/сек$.

Если вычислить плотность и скорость по формулам связи, где не учитывалось влияние на скорость изменения плотности с повышением давления, то получим такие результаты.

Плотность «гранитного» слоя составит $2,68 г/см^3$, «базальтового» — $2,86 г/см^3$, подкорового — $3,20 г/см^3$. Скорость в породах этих слоев будет такова: в первом — $5,6—6,5 км/сек$, во втором — $6,6—7,0 км/сек$; в третьем — $8,0 км/сек$.

Сопоставление показывает, что приведенные в таблице 42 и вычисленные по формулам связи физические параметры для «гранитного» и «базальтового» слоев довольно близки между собой. Данные для подкорового слоя существенно расходятся. Причем расхождение с данными из таблицы 42 зависит от применяемой формулы.

В случае применения формул со значениями, установленными при высоких давлениях (плотность и скорость изменяются в зависимости от давления), плотность на $0,02 г/см^3$ выше, а скорость на $0,06 км/сек$ ниже, чем значения в таблице 42. Для того чтобы получить скорость, равную $8 км/сек$ (как приведено в таблице 42), мы должны допустить, что плотность подкорового слоя $3,30—3,35 г/см^3$.

Если вычислить физические свойства слоев по формулам связи, где влияние изменения плотности с повышением давления на скорость не учитывалось, то окажется, что плотность подкорового слоя занижена на $0,10 \text{ г/см}^3$, а скорость совпадает с данными из таблицы 39. В этом случае подкоровый слой со скоростью в породах 8 км/сек имеет плотность $3,20 \text{ г/см}^3$.

Как видно, для подкорового слоя получено две плотности ($3,20$ и $3,32 \text{ г/см}^3$) при одной и той же скорости (8 км/сек). Аналогичные или близкие цифры часто встречаются на практике при интерпретации геофизических данных. Так, в работах [47, 114] для подкорового слоя со скоростью 8 км/сек принята плотность $3,20 \text{ г/см}^3$. Интерпретация дунитов дает плотность $3,32 \text{ г/см}^3$ [26]. Ф. Берч [149] считает, что значение $3,32 \text{ г/см}^3$ ближе к нижнему пределу и предлагает величину $3,60 \text{ г/см}^3$ в качестве крайнего верхнего предела. По мнению Г. Джеффриса [55] плотность пород подкорового слоя не превышает плотности пород Луны — $3,34 \text{ г/см}^3$. Данные различных исследователей расходятся значительно. Точное определение плотности рассматриваемого слоя имеет исключительно большое значение для изучения проблемы верхней мантии [26]. Самое вероятное значение нижнего предела плотности при скорости 8 км/сек , как это следует из формулы связи между плотностью и скоростью, полученной при давлении $15\,000 \text{ кг/см}^2$, равно $3,32 \text{ г/см}^3$.

Более детально сопоставить рассчитанные скорости и скорости, установленные по сейсмическим данным, можно в том случае, если бы в районе было известно распределение плотности с глубиной. Но даже такая приближенная оценка скоростей позволяет считать, что формулы связи объективны и могут быть использованы при определении скоростей и плотностей как в коре, так и в верхней мантии.

Таким образом, проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы.

1. Связь между скоростью распространения продольных волн и плотностью горных пород в первом приближении выражается в виде линейного уравнения

$$x = a + b \cdot y,$$

где x и y — переменные физические параметры (скорость и плотность). Коэффициенты a и b в этом уравнении также являются переменными и изменяются в зависимости от давления. С физической точки зрения присутствие свободного коэффициента a связано, по-видимому, с неплотным строением породы. Высокие его значения наблюдаются при

низких давлениях, когда порода имеет большую трещиноватость и пористость. Коэффициент b характеризует градиент изменения скорости по плотности и, наоборот, в зависимости от давления.

2. Коэффициент корреляции между плотностью и скоростью с увеличением давления возрастает от 0,8 до 0,9.

3. Результаты, полученные по нашим формулам связи, значительно расходятся с аналогичными данными, вычисленными по формулам связи Ф. Берча, Д. Шимозуру и др. Это связано с тем, что при выводе своих формул авторы не учли влияние на скорость изменения плотности в зависимости от давления.

4. Расчеты показывают, что выведенные нами формулы связи при различных давлениях могут быть использованы для интерпретации геофизических данных. Величина погрешности определения одного физического параметра с помощью другого будет при этом зависеть от того, какой параметр взят за аргумент и какой в качестве функции. Ошибка определения скорости через плотность не превышает $\pm 0,2—0,3$ км/сек. Ошибка же определения плотности через скорость, варьируя в пределах $\pm 0,01—0,03$ г/см³, иногда может достигать $\pm 0,05$ г/см³.

5. При давлениях 10 000—15 000 кг/см² физические свойства горных пород в зависимости от давления изменяются незначительно, и поэтому коэффициенты a и b в уравнениях связи остаются почти постоянными. Это дает возможность использовать полученные формулы для оценки физических параметров как в пределах земной коры, так и верхней мантии.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПРИЛОЖЕНИЕ ДАННЫХ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПЛОТНОСТИ И СКОРОСТИ УПРУГИХ ВОЛН

В настоящее время существует обширная литература, в которой изложены способы качественной и количественной интерпретации физических полей при решении различных геологических задач. Вся трудность при геологическом истолковании этих полей состоит в подборе исходных физических параметров.

В последние годы в Советском Союзе и за рубежом получено много новых и интересных данных о скорости упругих волн в образцах горных пород под давлением. В меньшей степени это относится и к плотности пород. Однако на сегодня очень слабо изучены возможности геологического применения таких сведений.

В настоящей главе нами рассмотрены два вопроса, связанных с геологическим применением экспериментальных данных о скорости и плотности продольных волн при высоких давлениях: геологическая природа гравитационных аномалий и возможный вещественный состав слоев земной коры в сечении хорошо известного из литературы Каражальского профиля ГСЗ, где проведены исследования различными геофизическими методами [43, 44, 46, 90, 115—118].

Сейсмогеологический разрез по Каражальскому профилю

Каражальский профиль ГСЗ протяженностью 240 км с северо-запада на юго-восток пересекает (рис. 43) Конский и Атасуйский синклиории, Атасуйский антиклинорий, Жаильминскую грабен-синклиналь, Актау-Моинтинский антиклинорий, Устанынжальский и Сарытауский интрузивные массивы.

По данным А. А. Попова, А. Б. Оспанова и др. [90] разрез земной коры в этом районе состоит из трех слоев.

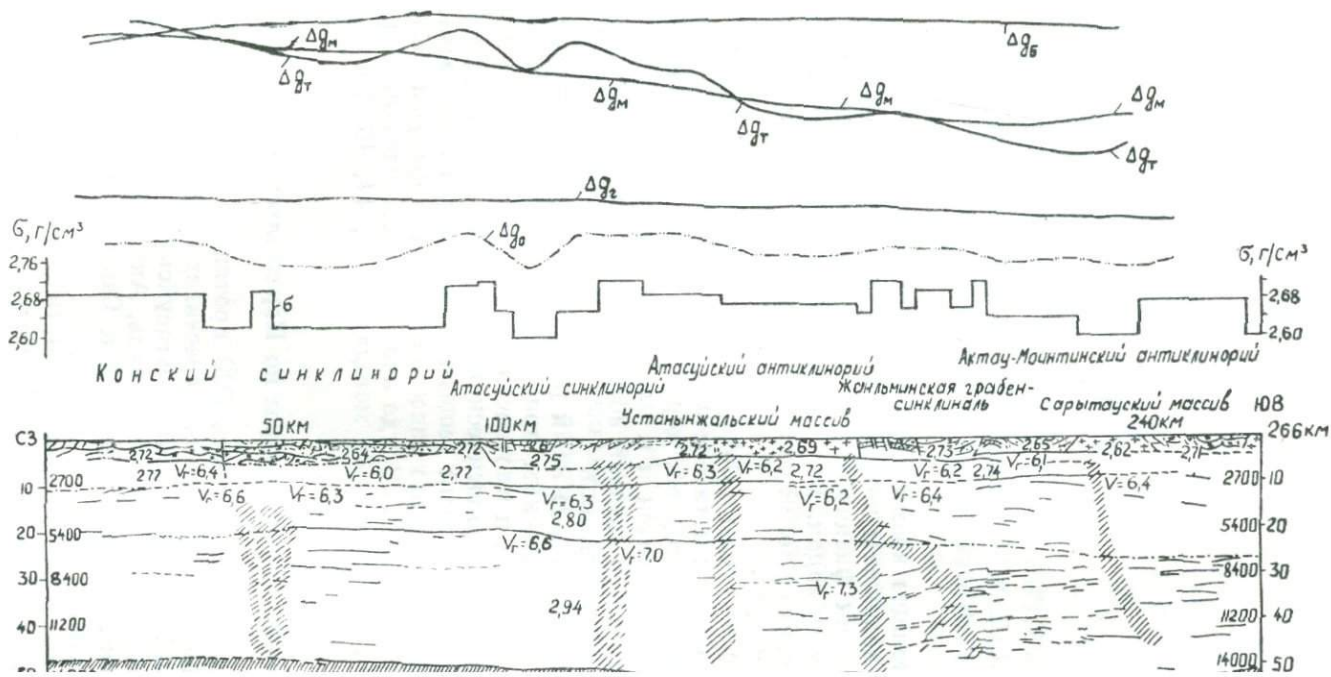


Рис. 43. Геолого-геофизический разрез вдоль Каражальского профиля. 1 — верхнедевонская и нижнекаменноугольная системы: известняки, мерели, алевролиты, аргиллиты, песчаники, мощность 1000—2000 м; 2 — средний — верхний девон: конгломераты, песчаники, туфы липаритового состава, порфиры, мощность 1000—2500 м; 3 — нижний — средний девон, Конский синклиниорий: конгломераты, песчаники, липаритовые порфиры и их туфы, альбитофиры и их туфы, фельзитофиры, мощность 2300—3000 м; Атасуйский синклиниорий: андезитовые порфиры, туфы дацитового состава, дацитовые порфиры, андезит-дацитовые порфиры, туфопесчаники, песчаники, мощность 1000—2000 м; 4 — силур: конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, филлиты, мощность 4000—5000 м; 5 — средний отдел кембрия — нижний отдел ордовика: конгломераты, песчаники, алевролиты, кварциты, мощность 3000 м; 6 — рифейская система: песчаники, алевролиты, яшмы, кварциты, силиты, мощность 5000—6000 м; 7 — граниты (γ_{D_2-3}); 8 — тектонические нарушения, установленные по геологическим данным; 9 — сейсмические границы, построенные по уверенно выделенным отраженным и преломленным волнам ГСЗ; 10 — менее уверенные сейсмические границы ГСЗ; 11 — границы, не прослеженные по ГСЗ, но выделенные условно при интерпретации гравитационного поля; 12 — предполагаемые, по данным ГСЗ, зоны нарушений; 13 — подкорковый слой (граница М.); 14 — кривая изменения средней плотности пород вдоль профиля; 15 — кривая силы тяжести (Δg_T — суммарная от подкорнового Δg_M , «базальтового» Δg_B , «гранитного» Δg_G и «осадочно-вулканогенного» Δg_0 слоев); 16 — плотность слоя, g/cm^3 .

Первый сверху слой, который назван седиментным, или «осадочно-вулканогенным», ограничивается снизу серией довольно протяженных границ со скоростью в породах 6,2—6,6 км/сек. Глубина залегания его подошвы с северо-запада на юго-восток уменьшается: в начале профиля (в интервале 10—170 км) она составляет 9—11 км, далее постепенно приближается к дневной поверхности. Нижняя граница слоя нестабильна, наблюдаются нарушения в корреляции и изменение наклона отражающих площадок. В интервале от 70 до 90 км она не прослеживается. От 90 до 125 км, в районе пересечения профилем р. Сарысу, эта граница характеризуется прогибом с амплитудой до 2 км. Ближе всего к дневной поверхности она подходит в районах гранитного массива Устанынжал (Атасуйский антиклинорий) и Актау-Моинтинского антиклинория. В первом случае глубина ее залегания составляет 9 км, во втором — 8 км. В районе широтного течения р. Атасу отмечается тенденция к погружению.

Достаточно четкой, особенно в южной половине профиля, является граница внутри седиментного слоя, находящаяся на глубине 3—6 км и характеризующаяся граничными скоростями 6,0—6,3 км/сек. Границы, залегающие на глубинах 3—6 км и 9—11 км, осложнены разрывными нарушениями.

Второй слой снизу очерчен серией границ с граничными

скоростями 6,6—7,0 км/сек. Этот слой является верхним в кристаллической части коры и обычно называется «гранитным». Глубина залегания его подошвы увеличивается от 18 км на северо-западе до 26 км на юго-востоке. Наиболее уверенно граница прослеживается в северо-западной части профиля. Здесь хорошо наблюдается ее погружение в районе р. Сарысу, где она образует прогнутую структуру. В южной части профиля граница не имеет цельной картины, и ее наличие довольно условно предполагается по резкому увеличению количества отражающих площадок. Толщина «гранитного» слоя вначале постепенно, а затем резко увеличивается к юго-востоку. Прирост составляет 10—12 км (от 8 до 20 км по глубине).

Третий, «базальтовый» слой ограничивается снизу границей Мохоровичича, залегающей на глубине 47,5—51,5 км. Мощность «базальтового» слоя более или менее постоянная. Если граничная скорость вдоль «базальтового» слоя колеблется около 6,6—7,0 км/сек, то на границе Мохоровичича она достигает 8—8,6 км/сек. Особенностью рассматриваемого разреза является обилие тектонических нарушений, во многих случаях прослеживающихся в интервале всей земной коры. На участке профиля 150—200 км, судя по потере преломленных и отраженных волн, граница Мохоровичича претерпела сложные нарушения с возможным перераспределением вещества мантии и нижнего слоя земной коры между собой [90].

Плотностная характеристика разреза земной коры в районе Каражальского профиля

Рассмотрим геологические и плотностные особенности отдельных структурных блоков, пересекаемых Каражальским профилем. При этом за основу взяты данные из глав II, IV, VI. На рисунке 43 показаны изменения средневзвешенной плотности пород вдоль профиля. При построении плотностного разреза по Каражальскому профилю сделано допущение, что первая сверху сейсмическая граница прослеживается повсеместно и поэтому в «осадочно-вулканогенном» слое выделено два подслоя.

Для оценки плотности комплексов пород необходимо знать мощность слагающих их горизонтов. Ввиду отсутствия глубоких скважин и слабой обнаженности пород не везде удается точно установить эти мощности. В таких случаях обычно принимались максимально возможные цифры.

В северо-западной части района профиль проходит через Конский синклиниорий, который выполнен силурийскими терригенными отложениями мощностью до 4000—

5000 м [59]. Плотность этих отложений при атмосферном давлении колеблется в пределах 2,68—2,70 г/см³*

Приняв максимальную мощность 5000 м, введем поправку на давление, вычисленное по формуле $P = \sigma \cdot H$ [53], где σ — плотность, а H — мощность (глубина). Согласно этой формуле при $\sigma = 2,7$ г/см³ на глубине 5000 м давление должно быть порядка 1300 кг/см². На рисунке 17 видно, что при изменении давления от 1 до 1300 кг/см² плотность в осадочных породах возрастает в среднем на 1,5%. С учетом этой поправки средневзвешенная плотность пород в интервале профиля 0—40 км равна 2,72 г/см³.

Далее на юго-восток по профилю обнажаются кислые эффузивные породы D₁₋₂ с плотностью 2,62 г/см³. С учетом поправки на давление при мощности порядка 3000 м плотность пород этого пласта будет равна 2,64 г/см³. Залегающие выше по разрезу карбонатно-терригенные отложения фамена и турне 47—50 км, суммарная мощность которых не превышает 1000 м, характеризуются плотностью около 2,70 г/см³.

Между Конским и Атасуйским синклиниями располагается горст-антиклиналь, в строении которой участвуют эффузивно-осадочные породы O₂₋₃. Средневзвешенная плотность их равна 2,71 г/см³. Если предположить, что подошвой этих пород является сейсмическая граница, отмеченная на глубине 2000 км, то с учетом поправки на давление пластовая плотность будет порядка 2,72 г/см³ (88—96 км).

В геологическом строении Атасуйского синклиория (96—131 км) и Жаильминской грабен-синклинали (180—207 км) участвуют породы девонского и каменноугольного возрастов [51]. Девонские породы представлены андезитовой толщей D₁₋₂, липаритовой толщей D_{2gv}—D_{3fr}, отложениями франского яруса и карбонатно-терригенными осадками фамена, турне [51, 100, 124]. Средневзвешенная плотность пород мощностью 1000—1400 м, слагающих Атасуйский синклиорий, в атмосферных условиях составляет 2,73 г/см³, а с поправкой на давление — 2,75 г/см³. В Жаильминской грабен-синклинали, где мощность эффузивно-осадочных пород D₂₋₃ возрастает до 2000—2500 м, плотность пород всего комплекса с поправкой на давление будет 2,73 г/см³, т. е. Атасуйский синклиорий и Жаильминская грабен-синклиналь выполнены довольно плотными эффузивно-осадочными породами.

Атасуйский антиклиорий (131—180 км) сложен рифейскими кремнистыми и спилито-кремнистыми (131—140 км)

* В связи с малой их мощностью влияние мезозой-кайнозойских отложений на поле Δg не учитывается.

с плотностью $2,72 \text{ г/см}^3$ и терригенно-кремнистыми (178—180 км) с плотностью $2,65 \text{ г/см}^3$ образованиями. Для биотитовых гранитов Устанынжальской интрузии плотность равна $2,67 \text{ г/см}^3$ (148—178 км), а с поправкой на давление — $2,69 \text{ г/см}^3$.

В строении верхней части разреза Актау-Моинтинского антиклинория участвуют кремнисто-терригенные (205—226 км) с плотностью $2,65 \text{ г/см}^3$ (с учетом давления) и песчано-алевролитовые с плотностью $2,71 \text{ г/см}^3$ (240—263 км) отложения силура. Породы антиклинория прорваны гранитной интрузией Сарытауского массива плотностью $2,62 \text{ г/см}^3$ (226—240 км).

Приведенные выше данные показывают, что плотность комплексов пород вдоль профиля колеблется от $2,62$ до $2,75 \text{ г/см}^3$. Относительно низкая плотность наблюдается в районах развития кислых эффузивных пород D_{1-2} ($2,64 \text{ г/см}^3$), кремнисто-терригенных образований $Сm_2-O_1$ ($2,65 \text{ г/см}^3$) и гранитных интрузий ($2,62 \text{ г/см}^3$).

Довольно устойчива и относительно повышена плотность пород силура ($2,72 \text{ г/см}^3$) и андезито-липаритовой толщи D_{1-2} ($2,75 \text{ г/см}^3$). Высока она также у пород, относимых к O_{2-3} и к рифею ($2,72 \text{ г/см}^3$).

Таким образом, изменение плотности в горизонтальном направлении вдоль профиля составляет $0,13 \text{ г/см}^3$. При этом наименее плотные массы сосредоточены в Атасуйском и Актау-Моинтинском антиклинориях.

Выбор оптимального варианта плотностного разреза в нижней, не доступной непосредственному наблюдению части земной коры, можно осуществить несколькими способами [65, 67, 73]. На практике значения избыточной плотности чаще всего получают в результате совместной обработки гравиметрических и сейсмических данных [49].

В последнее время для определения плотности слоев в земной коре и верхней мантии применяют линейные зависимости между плотностью и скоростью продольных волн [67, 73].

Нами использованы формулы связи между скоростью и плотностью, выведенные в главе VI. Так как коэффициенты a и b в формулах связи (табл. 40) между плотностью и скоростью с глубиной изменяются, то при вычислении плотности по приведенным на разрезах (рис. 43) скоростям это было принято во внимание. Кроме того, учтено влияние давления или глубины на плотность.

Плотность пород нижнего подслоя «осадочно-вулканогенного» и «гранитного» слоев определена из расчета, что в Кюнском синклинории под силурийскими отложениями находятся нижнепалеозойские и докембрийские образования.

Средневзвешенная плотность пород нижнего палеозоя мощностью 5000—5300 м в атмосферных условиях равна 2,72 г/см³, а с учетом поправки на глубину — 2,77 г/см³. Скорость в породах на границе, разделяющей «осадочно-вулканогенный» слой на два подслоя, изменяется от 6,2 до 6,4 км/сек. Приняв среднюю величину 6,3 км/сек, вычислим плотность по формуле $\sigma = 0,402 \cdot V_p + 0,25$, выведенную для давления 1000 кг/см², ожидаемого на глубине 5000 м. Получится цифра 2,78 г/см³, т. е. разность в плотностях, установленных различными способами, составляет 0,01 г/см³, что свидетельствует о практическом совпадении экспериментальной плотности с теоретически рассчитанной. При расчете аномального эффекта рассматриваемого слоя была принята плотность 2,77 г/см³. В интервале пикетов 148—180 км скорость вдоль границы понижается до 6—6,1 км/сек. Далее на юго-восток (180—266 км) она стабильна и достигает 6,2 км/сек. На этих промежутках профиля плотность, вычисленная по приведенной выше формуле (с учетом небольших корректур, внесенных в процессе подсчета гравитационного эффекта), равна, соответственно 2,72 и 2,74 г/см³.

В пределах Каражальского профиля для «осадочно-вулканогенного» слоя в целом наблюдается уменьшение плотности с северо-запада на юго-восток. При этом перепад ее в среднем составляет 0,05 г/см³.

Для определения плотности «гранитного» слоя можно использовать непосредственно граничную скорость, которая на глубине 10 000 м и более совпадает с пластовой. Вдоль границы «гранитного» слоя скорость изменяется в пределах 6,4—6,6 км/сек. При среднем значении граничной скорости 6,5 км/сек по формулам связи установлена плотность 2,80 г/см³. Расчеты показывают [67, 116], что средневзвешенная плотность докембрийских образований, если предположить, что они залегают ниже нижнепалеозойских и силурийских отложений с суммарной мощностью около 10 000 м, будет такого же порядка.

Так, в атмосферных условиях докембрийские образования в Улутауском районе имеют средневзвешенную плотность 2,75 г/см³. При давлениях до 4000 кг/см² (глубина порядка 15 000 м) плотность в метаморфических породах в среднем возрастает на 1,9% (рис. 18) и составляет $2,75 \times 0,019 + 2,75 = 2,80$ г/см³. Поскольку скорость в «гранитном» слое, по данным ГСЗ, более или менее стабильна, то плотность для всего слоя может быть принята равной 2,80 г/см³.

Скорость в «базальтовом» слое, залегающем на глубинах 20 000—25 000 м, 7,0 км/сек, а вычисленная плотность —

2,93 г/см³. Последняя цифра характеризует верхнюю часть слоя. Если считать «базальтовый» слой однородным по составу (других данных пока нет), то вследствие влияния нагрузки вышележащих пород плотность в среднем возрастет (рис. 18) на 0,2—0,3% и составит 2,94 г/см³.

При минимальной скорости 8,0 км/сек плотность подкорового слоя, определенная по формуле $\sigma = 0,44 \cdot V_p - 0,205$, равна 3,32 г/см³.

Таблица 43

Плотность слоев земной коры и верхней мантии на территории Советского Союза по данным разных исследователей

Слой	По А. К. Курскееву [67]	По Н. Б. Сажинной [101]	По А. А. Борисову [23]	По К. К. Шапошникову [123]	По Г. А. Гамбурцеву [49]	По И. С. Вольвовскому [47]
Осадочный	2,62—2,75	1,8—2,5	2,5—2,6	2,6	—	2,7
Гранитный	2,80	2,6—2,7	2,75	2,8	2,65	2,8
Базальтовый	2,94	2,7—2,9	2,90	2,9	2,85	2,9
Подкоровый	3,32	3,1—3,3	3,1—3,3	3,3	3,50	3,2

Так был построен плотностной разрез земной коры по Каражальскому профилю. Полученные результаты приведены в таблице 43 [67]. Там же показаны значения плотности, принятые другими исследователями для различных районов Советского Союза. Видно, что плотность пород «осадочно-вулканогенного» слоя в районе Каражальского профиля повышена. Это связано с тем, что линия Каражальского профиля проходит по выходам палеозойских и докембрийских образований, имеющих повышенную плотность в атмосферных условиях. Рассчитанные нами плотности для «гранитного» и «базальтового» слоев близки к принятым в работах К. К. Шапошникова [123], И. С. Вольвовского и др. [47], а плотность пород подкорового слоя (3,32 г/см³) существенно отличается от плотности (3,5 г/см³), принятой Г. А. Гамбурцевым и П. С. Вейцман [49] при интерпретации аномалий гравитационного поля в районе Северного Тянь-Шаня. Средняя плотность земной коры Каражальского профиля равна 2,85 г/см³.

Природа гравитационных аномалий

Используя сейсмический и плотностной разрезы на Каражальском профиле, при помощи палетки Нумерова попытаемся рассчитать гравитационные эффекты каждого

слоя в отдельности. Для каждой точки учитывалось влияние масс в радиусе 150 км. При подсчете гравитационного эффекта того или иного слоя на концах профиля предполагалось, что границы раздела между слоями продолжаются горизонтально в пределах действия палетки. Получены гравитационные эффекты каждого слоя и общая кривая по профилю, соответствующая суммарному влиянию всех выделенных границ раздела земной коры. Найденные таким образом суммарные поля силы тяжести сравнивались с наблюдаемым полем Δg в редукции Буге.

На рисунке 43 показаны теоретические кривые Δg_0 , Δg_r , Δg_6 , Δg_m . На наблюдаемых и теоретических кривых совпадают относительные максимумы и минимумы. Относительные максимумы отмечаются над Конским (северо-западная часть) и Атасуйским синклиориями и Жаильминской грабен-синклиналью, т. е. там, где вблизи дневной поверхности устанавливается повышенная плотность пород. Относительные минимумы Δg_r располагаются над Атасуйским и Актау-Моинтинским антиклинориями, а также над юго-восточной частью Конского и центральной частью Атасуйского синклиориев. Амплитуды перепада аномалий Буге в области максимальных и минимальных значений достигают первых десятков мгл.

Проанализируем коротко вклад, который вносит в наблюдаемое гравитационное поле каждый основной слой отдельно и все слои в совокупности.

Поле Δg_m от границы Мохоровичича с северо-запада на юго-восток плавно уменьшается. В пределах профиля его уменьшение составляет десятки мгл. В районе пикета 180—195 км располагается относительно небольшой по интенсивности максимум Δg_m . Он соответствует уступу, выделенному методом ГСЗ на этом промежутке профиля. На юго-восток от пикета 230 км Δg_m возрастает.

Поле Δg_6 от «базальтового» слоя на всем протяжении профиля почти не изменяется, что следовало ожидать, так как плотность и мощность данного слоя практически постоянные.

Поле Δg_r от «гранитного» слоя меняется в юго-восточном направлении, но более монотонно, чем поле Δg_6 . В юго-восточной части профиля поле Δg_r на 10—12 мгл меньше, чем на северо-западе. На кривой поля Δg_r , так же как и на кривой поля Δg_6 , существенных колебаний не наблюдается.

Поле Δg_0 от «осадочно-вулканогенного» слоя повторяет в основном поведение кривой распределения плотности вдоль профиля. По характеру изрезанности и неоднородности оно резко отличается от полей Δg_m , Δg_6 , Δg_r . По особенностям

относительных максимумов и минимумов поле можно разбить на «горбы» и «седловины», положение и число которых на кривой Δg_0 увязываются с кривой изменения плотности вдоль профиля. Следовательно, они хорошо согласуются с геологическим строением отдельных крупных структур. Относительные максимумы поля Δg_0 располагаются над Атасуйским синклинорием, Жаильминской грабен-синклиналью и над западной частью Конского синклинория. Относительные минимумы поля Δg_0 находятся между ними, т. е. над Атасуйским и Актау-Моинтинским антиклиноориями. Два наибольших минимума Δg_0 помещаются в интервалах профиля 38—80 и 94—116 км.

Суммарное поле Δg_T от перечисленных выше слоев имеет четыре относительных минимума (в интервале 30—80, 90—114, 142—180 и 195—245 км) и четыре максимума (0,65, 70—106, 108—154, 175—220 км). В целом поведение кривой Δg_T подобно поведению кривой Δg_0 . На кривой Δg_T наблюдается столько же максимумов и минимумов, сколько на кривой Δg_0 . Отчетливые минимумы Δg_T располагаются над выходами кислых эффузивных образований D_{1-2} (Конский синклинорий), карбонатно-терригенных отложений визе (Атасуйский синклинорий), над Сарытауским и Устанынжалским гранитоидными массивами (Актау-Моинтинский и Атасуйский антиклинории). Максимумы Δg_T наблюдаются над выходами плотных пород силура (Конский синклинорий), ордовика и девона (Атасуйский синклинорий и Жаильминская грабен-синклиналь).

Относительно большой максимум Δg_T , отмечающийся в интервале 70—123 км, связан в основном с увеличением мощности эффузивных образований среднего и основного состава. По-видимому, мощность их в Атасуйском синклинории достигает 10—11 км. Относительно большая отрицательная гравитационная аномалия в юго-восточной части профиля обусловлена, с одной стороны, погружением поверхности Мохоровичича и «гранитного» слоя в этом районе и, с другой, гранитизацией пород «осадочно-вулканогенного» слоя.

Из приведенных данных следует, что почти все колебания аномалий Буге второго и высшего порядка в районе вызваны геологическими неоднородностями в верхней части земной коры. Геологически это выражается в том, что форма и интенсивность гравитационных максимумов и минимумов в основном контролируется докембрийско-каледонскими выступами, а также распределением плотностных масс в средне-верхнепалеозойском структурном ярусе. Общий уровень поля Δg_T определяется поведением «базальтового» и подкорового слоев.

Существующие мнения о составе слоев земной коры, выделяемых различными сейсмическими методами, достаточно разнообразны и противоположны. Согласно общепринятым классическим представлениям земная кора рисуется в виде трехслойной модели, состоящей из «осадочно-вулканогенного», «гранитного» и «базальтового» слоев. Малодетальные наблюдения по ГСЗ, особенно при использовании групповой корреляции волн, дают границы раздела земной коры, в общем виде удовлетворяющие эти классические представления. Границы раздела между сейсмическими слоями, как правило, слабоволнисты, непрерывны и имеют небольшие изменения по глубине и более или менее стабильные значения граничных скоростей в пределах одного района. Однако при увеличении детальности наблюдений отдельных слоев можно подробнее расчленить земную кору, а исследование методом отраженных волн показало, что сложность разреза земной коры близка к сложности геологических образований, наблюдаемых с поверхности. Геологическое объяснение всего этого оказалось весьма нелегкой задачей.

Прежде всего следует отметить, что само существование слоистости в земной коре, реальное геологическое значение выделяемых в ней границ многие исследователи подвергают сомнению. Они считают, что земная кора однородна, однослойна, а наблюдаемые сейсмические границы являются чисто физическими границами, соответствующими местам разрывов непрерывности (первого или второго порядка) физических параметров пород в различных термодинамических условиях. В однослойной земной коре вертикальный градиент может быть обусловлен закрытием микро- и макропор в породах [10], изменением водного режима [58].

Однако проведенные в последние годы более точные сейсмические, электро- и магнитометрические исследования говорят о неоднородности земной коры и верхней мантии как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях [7, 52, 64, 70, 90, 105, 109, 112]. В результате этих и других исследований выявлены дополнительные сейсмические и геоэлектрические слои внутри «гранитного», «базальтового» и подкорового слоев. Согласно новой точке зрения, земная кора представляет собой мозаику различного рода интрузий, метаморфизованных осадков, вулканогенных пород [20].

Другая группа исследователей признает существование слоистости в земной коре, но по вопросу о природе границ их мнения расходятся. Одни из них [23, 63] рассматривают эти границы как отображение вторичных преобразований ве-

щества консолидированной коры, вызванных тектогенезом, т. е. как фронты магматизации, гранитизации, базификации, фазовых и других изменений вещества. Например, Ю. В. Ризниченко, И. П. Косминская [96] пишут: «Они представляют, по нашему мнению, некоторые фронты метаморфизма, свойственные определенным, довольно узким интервалам глубин».

Границы эти имеют существенно иную природу, чем привычные для геологов стратиграфические границы... Если ...геологические структурные особенности среды считать первичными, то сейсмические границы следует признать вторичными, наложенными». Т. Н. Симоненко [105] на основе сопоставления аномального магнитного поля с положением глубинных границ коры также приходит к выводу «о наложенном характере этих границ, являющихся, по-видимому, фронтальными поверхностями глубинного регионального метаморфизма кристаллической оболочки земли». Субпараллельность геофизических границ в коре по Г. Д. Афанасьеву [8, 10] вызвана изменением физических свойств гетерогенной среды под влиянием возрастающей с глубиной нагрузки вышележащих толщ, а не изменением состава слоев.

Третья группа исследователей считает границы, выявляемые сейсмическими методами, геологическими [62, 64, 67, 76, 85, 93].

О природе границы Мохоровичича и составе подкорового слоя тоже существуют различные мнения. Одни ученые считают, что граница Мохоровичича разделяет породы разного химического состава [11, 15, 21, 28, 73, 146, 149, 152, 154, 157, 161, 177, 181, 182 и др.]. Они исходят в основном из того, что скорость и плотность в слое ниже границы Мохоровичича совпадают с экспериментальными значениями тех же параметров в дунитах и перидотитах. В пользу этой гипотезы свидетельствуют включения пиропсодержащих ультраосновных пород из кимберлитов и извержения вулканических пород.

Согласно другой точке зрения [92, 111, 178, 199], граница Мохоровичича является фазовой, отвечающей переходу габбро в эклогит. Существует также объяснение ее природы как границы реакции оливин — серпентин [163]. В соответствующих термодинамических условиях серпентинизация оливина приводит к уменьшению скорости и плотности, которые приближаются к ним в слое ниже границы Мохоровичича.

По мнению В. А. Галактионова и Н. В. Белова [48], границу Мохоровичича, вероятно, следует понимать как границу, которая возникла в результате химического разделения

и в дальнейшем частично видоизменялась под действием полиморфных превращений.

Условные названия «гранитный», «базальтовый» и подкорковый слои даны в связи с формальным совпадением скорости распространения упругих волн в этих слоях со скоростью, измеренной в образцах одноименных пород при соответствующих давлениях и температурах. При рассмотрении результатов экспериментальных и теоретических исследований оказалось, что такое упрощенное понимание вещественного состава земной коры и верхней мантии далеко не оправдано и в лучшем случае может трактоваться, как частный вариант строения коры. Безусловно, представление о вещественном составе земной коры, по крайней мере, ее верхней части, должно базироваться на анализе физических свойств горных пород, изученных вдоль профиля глубинного сейсмического зондирования. Надо знать хотя бы скоростной и плотностной разрезы. Представление о скорости упругих волн в слоях земной коры с той или иной степенью точности дают сейсмические методы. Однако наши знания о дифференциации плотности земной коры Успенской тектонической зоны, так же, как и Казахстана в целом, на сегодня весьма предположительны и все, что достоверно известно о плотности, относится только к самым верхним геологическим горизонтам. Этот пробел можно восполнить, если использовать для определения ее линейные зависимости между плотностью и скоростью, полученные для различных глубин. Поскольку скорость, установленная сейсмическими методами, характеризует естественные условия, то плотность, полученная по формулам связи в первом приближении, должна быть близка к истинной.

До сих пор вывод о составе слоев земной коры и мантии в основном основывался на совпадении результатов лабораторных исследований скорости распространения продольных волн с полевыми данными. Нами сопоставлены скорость распространения продольных волн, определенная лабораторным путем при давлениях от 1 до 15 000 кг/см² для отдельных разновидностей пород, встречающихся в западной части Успенской зоны, со скоростью, найденной по данным ГСЗ в этом районе, и плотность, установленная при высоких давлениях на тех же образцах, что и скорость, со значением плотности, вычисленной по формулам связи.

Успенская зона смятия пересечена, кроме Каражальского, еще двумя профилями (с востока на запад): Каркаралинским и Шерубай-Нуриным. По результатам проведенных исследований А. А. Попов и др. [90] составили сводный скоростной разрез земной коры в районе Успенской тек-

тонической зоны (рис. 44). На рисунке с левой стороны показан плотностной разрез, построенный на основании граничных скоростей и формул связи. На разрез наложены значения экспериментальной скорости распространения продольных волн в образцах и плотности для различных

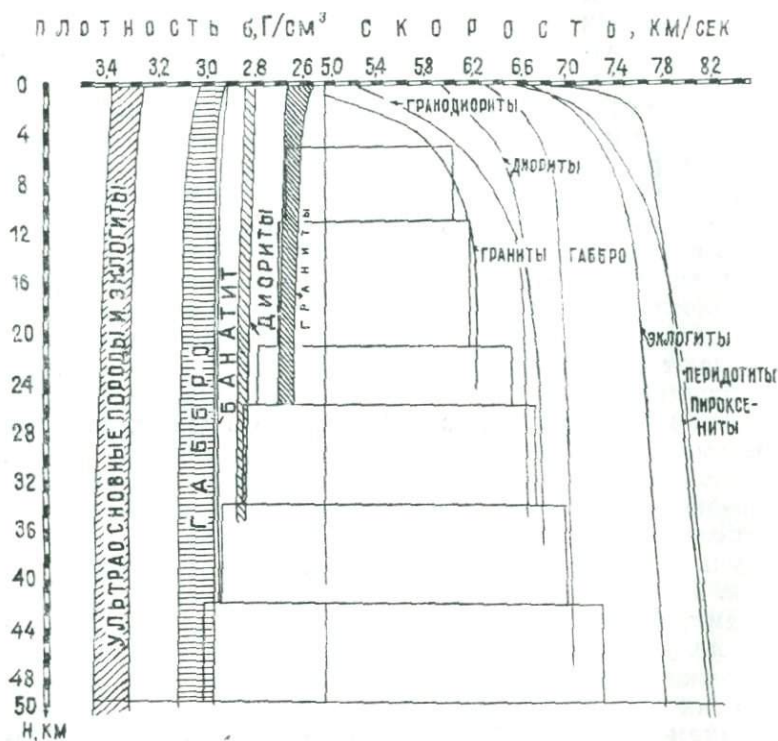


Рис. 44. Плотностной и скоростной разрезы земной коры в районе Успенской тектонической зоны.

пород, полученные при высоких давлениях. Кривые изменения скорости с глубиной для гранитов, диоритов и габбро нанесены с учетом поправки на температуру [148], которая для диоритов была принята равной $45 \cdot 10^{-6}$ как средняя между гранитами ($40 \cdot 10^{-6}$) и габбро ($50 \cdot 10^{-6}$). Средние значения скорости в породах взяты из таблиц 13 и 14. Кривые изменения скорости и плотности для остальных пород приведены без учета влияния температуры. Распределение температуры и давления с глубиной приняты по Ф. Берчу [148].

При совместном рассмотрении сейсмических, гравитационных и экспериментальных данных по исследованию плот-

ности и скорости V_p при различных давлениях создается следующее представление о составе слоев внутри земной коры и верхней мантии.

«Осадочно-вулканогенный» слой. Название этого первого по глубине слоя не отражает его геологического содержания. Верхняя часть слоя хорошо изучена комплексом геолого-геофизических методов. Установлено, что «осадочно-вулканогенный» слой на Каражальском профиле сложен породами различного состава и генезиса. Плотность пород этого слоя изменяется от 2,6 (граниты) до $2,77 \text{ г/см}^3$ (гранодиориты). Отсюда видно, что средний состав рассматриваемого слоя находится в пределах ряда пород гранит — гранодиорит.

«Гранитный» слой. По сейсмическим и гравиметрическим данным выявлено, что существенные различия в значениях плотности и скорости в горизонтальном направлении для разных комплексов пород наблюдаются до «гранитного» слоя. Ниже этой границы физические свойства пород изменяются в основном лишь в вертикальном направлении.

«Гранитная» оболочка в районе Каражальского профиля составляет около 20% объема всей земной коры. Название «гранитный» не отражает всего разнообразия состава этого слоя. Приведенные выше расчеты показывают, что «гранитный» слой, например, в Конском синклинии сложен различными по составу метаморфическими образованиями. Для этого слоя была получена плотность $2,8 \text{ г/см}^3$. Породы гранитного состава такую плотность не показывают даже при давлениях, соответствующих глубинам 50—70 км. Плотностью около $2,8 \text{ г/см}^3$ при давлениях до 3000—6000 кг/см^2 (глубина залегания гранитного слоя 10—20 км) характеризуются породы среднего состава (гранодиориты, диориты, различные сланцы, порфиритоиды и т. д.). Это указывает на то, что средний состав «гранитного» слоя существенно отличается от среднего состава «осадочно-вулканогенного» слоя и от состава гранитов.

«Базальтовый» слой. В разрезе Каражальского профиля «базальтовый» слой занимает около 60% объема земной коры. По нашим представлениям, он сложен глубокометаморфизованными породами основного и среднего состава, а также магматическими породами типа габбро [67]. Плотность слоя $2,94 \text{ г/см}^3$, а скорость — 7,0 км/сек. Такими параметрами характеризуются (при условиях, соответствующих глубинам 30—50 км) амфиболиты и амфиболовые, актинолитовые и гранато-слюдяные сланцы (табл. 14).

Приведенные данные показывают, что применяемые в геофизике наименования «базальтовый», «гранитный», «оса-

дочно-вулканогенный» слои не отражают геологических и петрофизических особенностей вещества земной коры. Эти определения более приемлемы в масштабах крупных геологических областей, в частности для Успенской зоны в целом. Рассматривая состав этой зоны, без учета геологических и других особенностей отдельных ее частей, можно отметить следующее.

Состав верхней части земной коры, охватывающей около 40% объема, судя по физическим свойствам (рис. 44), отвечает составу гранитов (плотность 2,65—2,70 г/см³, а скорость 6—6,4 км/сек). К таким породам относятся излившиеся аналоги гранитов и метаморфизованные породы кислого состава.

Средняя часть разреза (25% объема) по составу соответствует породам среднего состава (гранодиоритам, диоритам и метаморфическим породам), т. е. породам с плотностью 2,75—2,85 г/см³ и скоростью 6,5—6,8 км/сек. Около 33% объема в земной коре Успенской зоны занято породами основного состава (габбро, амфиболиты и др.).

По значениям скорости подслон, выделенный в низах «базальтового» слоя и имеющий скорость 7,3 км/сек, не может быть сопоставлен по составу с нормальным габбро, скорость в котором при условиях, соответствующих глубинам 30—40 км, не достигает 7,2—7,3 км/сек. В условиях, соответствующих примерно этим глубинам, в амфиболитах и эклогитах, а также в ряде сланцев наблюдается скорость 7—7,6 км/сек. Отождествление состава «базальтового» слоя с эклогитами вызывает следующие возражения.

Во-первых, плотность эклогита (3,4 г/см³) выше, чем плотность для «базальтового» слоя. Во-вторых, вычисленные акустические жесткости для эклогита (в предположении, что рассматриваемый слой эклогитового состава) и перидотита (в предположении, что мантия перидотитового состава) на глубинах 40—50 км различаются между собой не более чем на 1,5%. Современными сейсмическими методами породы с такими близкими физическими параметрами не выделяются. Кроме того, переход от «диоритового» слоя (плотность 2,85 г/см³) к «базальтовому», если он был эклогитового состава, создал бы скачок в плотности на +0,50 г/см³, что вообще не согласуется с геофизическими данными. Таким образом, остается предположить, что с глубиной состав «базальтового» слоя изменяется в сторону основности или он сложен породами основного состава, но с большей степенью метаморфизма, чем залегающий выше слой. Если учесть наличие значительного числа отражающих площадок внутри слоя, то последнее предположение окажется достовернее.

Приведенные данные лучше согласуются с представлением о том, что «базальтовый» слой сложен глубокометаморфизованными породами [67, 98]. Косвенно это подтверждает рассчитанный по формулам связи химический состав. Если принять для «базальтового» слоя скорость 7 км/сек, то вычисленные значения содержания отдельных окислов в этом слое равны: SiO_2 —55%, FeO —4,7%, CaO —7,7%, K_2O —2,2%. В работе Н. В. Фроловой [122] для древнейших архейских пород юго-восточной Сибири приведены следующие данные: SiO_2 —54—57%, FeO —5—6%, CaO —8—8,5%, щелочи—4%. Как видно, теоретические данные о составе «базальтового» слоя и данные о среднем составе древних пород параллелизуются между собой.

В отношении состава подкорового слоя, как указано выше, существует несколько вариантов интерпретации. По имеющимся фактическим материалам наиболее правдоподобной для Успенской зоны, по нашему мнению, является гипотеза о химической природе границы раздела, т. е. о границе Мохоровичича, разделяющей породы основного и ультраосновного состава. отождествление состава пород, лежащих ниже поверхности Мохоровичича, с эклогитом вызывает серьезные затруднения [15, 73, 150]. Эклогиты имеют высокую плотность (до 3,6 г/см³), но скорость продольных волн в них низка. При давлении 10 000 кг/см² и температуре 600°C скорость продольных волн в эклогитах не превышает 7,6—7,8 км/сек. Важен и тот факт, что превращение базальта в эклогит происходит в широком интервале давлений, в то время как эффективное изменение скорости наблюдается в меньшем интервале давлений [61]. Эклогит может существовать в диапазоне 11 000—40 000 кг/см² и выше. Если это так, то трудно ожидать наличие сейсмических границ внутри слоя ниже границы Мохоровичича на глубинах 55—60 км. Однако факты показывают, что такие границы существуют. Например, по профилю Темиртау — Петропавловск [7] ниже границы Мохоровичича на таких глубинах обнаруживаются преломляющий горизонт с граничной скоростью 8,7 км/сек и две отражающих поверхности. Такие поверхности выделены и в других районах [23 и др.].

При решении проблемы о природе границы Мохоровичича дополнительную информацию дают установленные линейные зависимости между плотностью и скоростью упругих волн при высоких давлениях. Для пород Центрального Казахстана при давлении 15 000 кг/см² получена зависимость $V_p = \sigma \cdot 1,9 + 1,48$. Если граница Мохоровичича фазовая, то из этой формулы следует [73], что $dV_p = \left(\frac{\partial V_p}{\partial \sigma} \right) \cdot d\sigma_\varphi$, где $d\sigma_\varphi$ — изменение плотности при фазовом переходе.

Фазовый переход от габбро к эклогиту создает скачок в плотности 0,4—0,6 г/см³. Следовательно, изменение скорости составит

$$dV_p = 1,9 \cdot d\tau = 1,1 \text{ км/сек.}$$

В рассматриваемом районе изменение скорости на границе «базальтовый» и подкорковый слой составляет 1,3—1,5 км/сек. Эти данные также говорят в пользу химической природы границы Мохоровичича.

Из совместного анализа геологических и петрофизических данных о глубинном строении, а также гравитационных аномалий, наблюдаемых вдоль Каражальского профиля, можно сделать следующие выводы.

1. В западной части Успенской зоны плотность, как и скорость, изменяется в горизонтальном и вертикальном направлениях. Горизонтальная неоднородность по плотности наблюдается до глубин 10—12 км, где располагаются верхние сейсмические границы раздела.

2. Плотность «осадочно-вулканогенного» слоя в горизонтальном направлении вдоль Каражальского профиля изменяется от 2,62 до 2,75 г/см³, т. е. на 0,13 г/см³. При этом наименее плотные массы сосредоточены в Атасуйском и Актау-Моинтинском антиклинориях, а наиболее плотные — в Конском и Атасуйском синклинориях.

3. В пределах земной коры плотность по вертикали увеличивается от 2,62—2,75 г/см³ до 3,32 г/см³. По слоям она распределяется следующим образом: 2,80 г/см³ для «гранитного», 2,94 г/см³ для «базальтового» и 3,32 г/см³ для подкоркового слоев. Таким образом, при изменении глубины от нуля (дневная поверхность) до 50 км (граница Мохоровичича) плотность возрастает на 0,6—0,7 г/см³, что составляет 0,01—0,015 г·см⁻³/км.

4. Плотность «осадочно-вулканогенного» слоя в рассматриваемом районе относительно повышена по сравнению со значениями, принятыми для одноименных слоев другими исследователями в различных районах Советского Союза. Это объясняется, во-первых, тем, что в отличие от других исследователей при построении плотностного разреза нами учтено влияние давления (глубины) на плотность и, во-вторых, тем, что Каражальский профиль пересекает выходы палеозойских и докембрийских образований, которым присуща повышенная плотность.

5. На основании сейсмического и плотностного разрезов рассчитаны гравитационные эффекты каждого слоя в отдельности и общая кривая силы тяжести по профилю, соответствующая суммарному влиянию всех выделенных границ

раздела земной коры. Найденные таким образом суммарные поля сравниваются с наблюдаемым полем Δg в редукции Буге. Между наблюдаемой кривой Δg и теоретически подсчитанной Δg_T устанавливается совпадение всех относительных максимумов и минимумов.

6. Кривая Δg повторяет поведение кривой изменения средневзвешенной плотности пород и их комплексов вдоль профиля. Отчетливые минимумы Δg располагаются над выходами кислых эффузивных образований нижнего — среднего девона (Конский синклиорий), карбонатно-терригенных отложений визе (Атасуйский синклиорий), над Сарытауским и Устанынжалским гранитоидными массивами. Максимумы Δg находятся над выходами пород силура (Конский синклиорий), ордовика и девона (порфиритовая толща в Атасуйском синклиории). Иными словами, наблюдаемые колебания аномалий Буге в рассматриваемом районе вызваны геологическими неоднородностями в верхней части земной коры. Общий уровень поля Δg определяется поведением «базальтового» и подкорового слоев.

7. Относительный максимум Δg в западной части Конского синклиория вызван суммарным влиянием эффузивно-осадочных образований нижнего палеозоя мощностью до 5 км с плотностью 2,75—2,77 г/см³ и силура с плотностью 2,72 г/см³ (мощность силурийских пород около 5 км).

Относительно крупный максимум Δg , отмеченный в Атасуйском синклиории, связан в основном с увеличением мощности эффузивных образований среднего и основного состава, мощность которых, по-видимому, достигает 10—11 км.

Относительно большая отрицательная аномалия Δg в Актау-Моинтинском антиклинории обусловлена, с одной стороны, гранитизацией пород «осадочно-вулканогенного» слоя, с другой — погружением поверхности Мохоровичича и «гранитного» слоя в этом районе.

8. Совместное рассмотрение геофизических данных и экспериментальных исследований плотности и скорости при высоких давлениях создает довольно обоснованное представление о составе слоев внутри земной коры и верхней мантии.

Судя по физическим свойствам, средний состав «осадочно-вулканогенного» слоя, который обнажается вдоль всего Каражалского профиля и изучен комплексом геологических и геофизических методов, находится в ряду пород гранит — гранодиорит.

«Гранитная» оболочка в районе Каражалского профиля составляет около 20% объема всей земной коры. Значения плотности и скорости этого слоя указывают на то, что сред-

ний его состав существенно отличается от среднего состава «осадочно-вулканогенного» слоя и что он близок к составу диоритов.

Физические свойства «базальтового» слоя, занимающего около 60% объема земной коры в районе, близки к экспериментально полученным физическим параметрам пород основного состава — габброидов, амфиболовых, амфиболово-гранатовых и других сланцев.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследования физических свойств горных пород в условиях высоких давлений и температур, близких к существующим в земной коре, проведены впервые в Казахстане с привлечением образцов почти всех главнейших петрографических типов и разностей по составу и возрасту. Такой широкий охват этих исследований, включающих скрупулезные геологические, петрографические, минералогические, химические и петрофизические определения, экспериментальные исследования на установках высокого давления при разных температурах, а также статистическую обработку данных, позволил построить стройную систему петрофизических характеристик горных пород в соответствии с их общей номенклатурой.

Полученные данные в какой-то мере приближают нас к познанию того, как ведут себя горные породы на глубине, как меняются там их физические свойства.

Основным недостатком проводимых в настоящее время в Советском Союзе и за рубежом экспериментальных исследований горных пород при высоких давлениях и температурах является невозможность учета влияния фактора геологического времени. Это замечание относится и ко всем нашим рассуждениям, когда мы близко подходили к утверждению о том, что в земной коре дифференциация горных пород по их физическим свойствам не исчезает. В этом направлении необходимы более сложные экспериментальные и теоретические исследования, учитывающие влияние многих глубинных факторов.

Тем не менее, как показывает опыт последних лет, данные исследований при давлениях и температурах уже начали с успехом применяться при интерпретации геофизических материалов во многих научных и производственных организациях Казахстана. Все это указывает на необходимость тесного сочетания работ по изучению глубинного строения земной коры геофизическими методами с определением физических свойств горных пород при высоких давлениях и температурах, и в соответствии с этим разработки новых методов комплексной интерпретации геофизических данных.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авчян Г. М., Матвеевко А. А. Влияние насыщающей жидкости на скорость распространения продольных волн в осадочных породах при высоких давлениях и температурах. «Изв. АН СССР, серия «Физика Земли», 1965, № 3.
2. Авчян Г. М. О возможности оценки величины давления, воздействовавшего на горную породу. «Докл. АН СССР», 1966, т. 1970, № 2.
3. Авчян Г. М., Матвеевко А. А., Стефанкевич З. Б. О методике комплексного определения параметров пород при высоких давлениях. В сб.: «Прикладная геофизика», вып. 49. М., «Недра», 1967.
4. Авчян Г. М. Физические свойства осадочных горных пород при высоких давлениях и температурах. М., «Недра», 1972.
5. Ададуров Г. А., Балашов Д. Б., Дремин А. Н. Исследование объемной сжимаемости мрамора при высоких давлениях. «Изв. АН СССР, серия геофиз.», 1961, № 5.
6. Александров К. С., Рыжова Т. В. Упругие свойства породообразующих минералов. «Изв. АН СССР, серия геофиз.», 1961, № 9.
7. Антоенко А. Н., Дубровин Г. К. Строение земной коры и верхней мантии в северной части Центрального Казахстана по данным глубинного сейсмического зондирования. В сб.: «Земная кора Казахстана». Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1967.
8. Афанасьев Г. Д. О петрологической интерпретации геофизических данных о строении земной коры. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1960, № 7.
9. Афанасьев Г. Д., Баюк Е. И., Великов Б. П., Борсук А. М., Воларович М. П., Залесский В. В., Сиянов И. З. Физические свойства горных пород структурно-формационных зон Северного Кавказа и их значение для интерпретации геофизических данных. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1965, № 9.
10. Афанасьев Г. Д. Некоторые геологические и геофизические факты и их интерпретация в отношении состава и строения земной коры. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1967, № 5.
11. Антоенко А. Н., Курские А. К. О повышенных значениях скоростей продольных волн в горных породах Центрального Казахстана. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1968, № 4.
12. Баюк Е. И. Скорости упругих волн в образцах изверженных и метаморфических пород при давлениях до 4000 кг/см^2 . Тр. Ин-та физики Земли АН СССР, 37 (204), 1966.
13. Великов Б. П. Модули упругости различных типов горных пород СССР. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, серия петрограф., 146, № 42, 1952.

14. Беликов Б. П. Упругие константы породообразующих минералов и влияние их на упругость горных пород. В сб.: «Физико-механические свойства горных пород». М., «Наука», 1964.
15. Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966.
16. Бергман М. И. Ультразвук и его применение в науке и технике. М., ИЛ, 1957.
17. Берзон И. С. Об индикатрисах средних сейсмических скоростей в случае слоистых сред. «Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз.», 1949, № 2.
18. Березкин В. М. К вопросу о соотношении между плотностью пород и скоростью распространения упругих волн в них. «Разведочная и промысловая геофизика», 1963, вып. 49.
19. Березуцкая А. А., Курскеев А. К., Уразаев Б. М. Исследование физических свойств пород Центрального Казахстана в различных условиях влажности. В сб.: «Земная кора Казахстана». Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1967.
20. Берч Ф. Физика земной коры. В сб.: «Земная кора». М., ИЛ, 1957.
21. Берч Ф. Некоторые геофизические приложения исследования при высоких давлениях. В кн.: «Твердые тела под высоким давлением». М., «Мир», 1966.
22. Борисов А. А. Морфология поверхности Мохоровичича и ее структурное значение. «Сов. геол.», 1964, № 4.
23. Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., «Недра», 1967.
24. Борукаев Р. А. Формации и фазы тектогенеза в позднем докембрии и нижнем палеозое Центрального Казахстана. В сб.: «Основные идеи М. А. Усова в геологии». Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.
25. Бриджмен П. В. Новейшие работы в области высоких давлений (перевод с англ.). М., ИЛ, 1948.
26. Буллен К. Е. Введение в теоретическую сейсмологию. М., «Мир», 1966.
27. Васильев М. Я., Балашов Д. Б., Мокроусов Д. М. Исследование изотермической сжимаемости взрывчатых веществ при давлениях до $22\,000\text{ кг/см}^2$. «Журнал физической химии», 1960, т. XXXIV, № 11.
28. Виноградов А. П. О происхождении вещества земной коры. «Геохимия», 1961, № 1.
29. Воларович М. П., Леонтьева А. А. Исследования упругости расплавленных горных пород. «Докл. АН СССР», 1936, № 3.
30. Воларович М. П., Гуревич А. С. Исследование динамического модуля упругости горных пород в зависимости от температуры. «Изв. АН СССР, серия геофиз.», 1957, № 4.
31. Воларович М. П., Стаховская З. И. Исследование модуля Юнга образцов горных пород при всесторонних давлениях до 5000 кг/см^2 методом изгиба. «Изв. АН СССР, серия геофиз.», 1958, № 5.
32. Воларович М. П., Балашов Д. Б., Павлоградский В. А. Исследование сжимаемости изверженных горных пород при давлениях до 5000 кг/см^2 . «Изв. АН СССР, серия геофиз.», 1959, № 5.
33. Воларович М. П., Баяук Е. И. Влияние всестороннего давления до 4000 кг/см^2 на упругие свойства образцов горных пород. «Докл. АН СССР», 1960, 135, № 1.
34. Воларович М. П., Фан Вэй Цин. Исследование упругих свойств горных пород статическими и динамическими методами при высоких всесторонних давлениях. Тр. Ин-та физики Земли АН СССР, № 23 (190), 1962.

35. Воларович М. П., Балашов Д. Б., Томашевская И. С., Павлоградский В. А. Изучение влияния одноосного сжатия на скорости упругих волн в образцах горных пород в условиях высокого гидростатического давления. «Изв. АН СССР, серия геофиз.», 1963, № 3.
36. Воларович М. П. Исследование физических свойств горных пород при высоких давлениях и температурах. Геофиз. сб. Ин-та геофизики АН УССР, № 9. Киев, «Наукова думка», 1964.
37. Воларович М. П., Левыкин А. И., Галдин Н. Е. Изучение скоростей продольных волн в образцах горных пород при давлениях до $20\,000\text{ кг/см}^2$. «Докл. АН СССР», 1964, 157, № 6.
38. Воларович М. П., Баюк Е. И., Жданов А. А., Томашевская И. С. Исследование упругих свойств горных пород Кольского полуострова в условиях востороннего давления до 7000 кг/см^2 . «Изв. АН СССР, серия геофиз.», 1964, № 6.
39. Воларович М. П., Баюк Е. И., Салехли Т. М. Скорость ультразвуковых продольных волн в нефтегазоносных коллекторах Азербайджана при высоких давлениях. «Докл. АН СССР», 1965, 163, № 5.
40. Воларович М. П., Левыкин А. И. Измерение скоростей упругих продольных волн в образцах горных пород при давлениях до $40\,000\text{ кг/см}^2$. «Докл. АН СССР», 1965, 165, № 5.
41. Воларович М. П., Курскеев А. К., Томашевская И. С., Уразаев Б. М. Исследование скоростей упругих волн в образцах горных пород Центрального Казахстана при высоких давлениях. Тезисы докладов Второго совещания по физическим свойствам горных пород при высоких давлениях. М., «Наука», 1966.
42. Воларович М. П., Бондаренко А. Т. Исследование электрического сопротивления в образцах горных пород при востороннем давлении до 1000 кг/см^2 . «Изв. АН СССР, серия геофиз.», 1960, № 7.
43. Воларович М. П., Курскеев А. К., Томашевская И. С., Тузова И. Л., Уразаев Б. М. О связи между скоростью распространения продольных волн и плотностью горных пород при высоких восторонних давлениях. «Изв. АН СССР, серия «Физика Земли», 1967, № 5.
44. Воларович М. П., Курскеев А. К., Томашевская И. С., Уразаев Б. М. Исследование скоростей распространения продольных волн в образцах горных пород из Центрального Казахстана. В кн.: «Проблема механики горных пород». Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1966.
45. Воларович М. П., Петкевич Г. И. и др. К изучению скорости продольных волн в осадочных породах с жидкими заполнителями при высоких восторонних давлениях. Тр. Ин-та физики Земли АН СССР, 37 (204), 1966.
46. Воларович М. П., Курскеев А. К. и др. Исследование плотности горных пород Центрального Казахстана при высоких давлениях. «Изв. АН СССР, серия «Физика Земли», 1970, № 1.
47. Вольвовский И. С., Рябой В. З., Шрайбан В. И. О природе региональных гравитационных аномалий Бухарско-Хибинской провинции и сопредельных районов. «Изв. АН СССР, серия геофиз.», 1962, № 5.
48. Галактионов В. А., Белов Н. В. Граница Мохоровичича и строение силикатов. «Геохимия», 1967, № 12.
49. Гамбурцев Г. А., Вейцман П. С. Сопоставление данных о строении земной коры в районе Северного Тянь-Шаня с данными сейсмологии и гравиметрии. «Изв. АН СССР, серия геофиз.», 1950, № 9.
50. Генштафт Ю. С., Лившиц Л. Д., Рябинин Ю. Н. Определение параметров состояния твердых тел при высоких давлениях методом смещения поршня. Журнал ПМТФ, 1962, № 5.

51. Геология и металлогения Успенской тектонической зоны (под редакцией Р. А. Борукаева, Г. Н. Щербы). Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1967.
52. Годин Ю. Н. Комплексные геофизические исследования юго-востока Русской платформы. «Геол. нефти», 1958, № 5.
53. Гутенберг В. Физика земных недр. М., ИЛ, 1963.
54. Дахкильгов Т. Д. Влияние горного и пластового давлений на электрическое сопротивление осадочных пород. Тр. Гроз. нефт. ин-та, сб. 27, 1961.
55. Джеффрис Г. Земля, ее происхождение, история и строение (перевод с англ.). М., ИЛ, 1960.
56. Добрынин В. М. Деформация и изменение физических свойств коллекторов нефти. М., «Недра», 1970.
57. Дортман Н. Б., Васильева В. И. и др. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых СССР. М., «Недра», 1964.
58. Дортман Н. Б., Магид М. Ш. Скорость упругих волн в кристаллических породах и ее зависимость от влажности. «Докл. АН СССР», 1968, т. 179, № 1.
59. Зайцев Ю. А. Герцинская тектоническая структура западной части Сарысу-Тенизского водораздела и Улу-Тау. М., Изд-во МГУ, 1961.
60. Закирова Ф. С. Изменение удельной электропроводности минералов и пород с их возрастом. «Докл. АН СССР», 1964, т. 154, № 6.
61. Йодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. М., «Мир», 1965.
62. Казанли Д. Н., Попов А. А. Характеристика глубинных зон, зарегистрированных в Центральном Казахстане. В сб.: «Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР». М., Гостоптехиздат, 1962.
63. Косминская И. П. Изучение земной коры в период МГГ. В сб.: «Геофизический бюллетень Межведомственного геофизического комитета при Президиуме АН СССР», № 14, 1964.
64. Кузнецов Д. Д. Глубинное строение воронежского выступа и природа границ внутри фундамента по сейсмическим данным. «Сов. геол.», 1966, № 9.
65. Курские А. К., Уразаев Б. М. Корреляционная связь между физическими свойствами горных пород. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1966, № 4.
66. Курские А. К., Уразаев Б. М. Распределение физических свойств горных пород Улутауского района. Тр. Ин-та геол. наук АН КазССР, т. 21. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1967.
67. Курские А. К. О возможной геологической природе границ, выделяемых в земной коре при ГСЗ (Каражальский профиль). Доклады молодых ученых АН КазССР. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1968.
68. Лебедев Т. С., Корниец Д. В., Шаповал В. И., Корчин В. А. Упругие свойства горных пород при высоких давлениях. Киев, «Наукова думка», 1972.
69. Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И. Начало плавления гранита и электропроводность его расплава в зависимости от высокого давления паров воды. «Геохимия», 1964, № 3.
70. Литвиненко И. В. Сейсморазведка при изучении основных структур Кольского полуострова и Сезерной Карелии. В кн.: «Проблемы изучения геологии докембрия». М., «Наука», 1967.
71. Лукомский Я. И. Теория корреляции и ее применение к анализу производства. М., Госстатиздат, 1961.
72. Лучицкий В. И. Петрография, т. II. М., Госгеолтехиздат, 1949.
73. Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра», 1965.

74. Марморштейн Л. М. Влияние горного давления на физические свойства горных пород. Тр. Ин-та геологии Арктики, 132, вып. 4, Л., 1962.
75. Методическое руководство по изучению физических свойств горных пород. М., Гостехиздат, 1962.
76. Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Глубинная структура земной коры и ее эволюция в ходе геологической истории. В кн.: «Строение и развитие земной коры». М., «Наука», 1964.
77. Мусхелишвили И. Н. Некоторые основные задачи математической теории упругости. М., «Наука», 1965.
78. Моисеенко У. И., Истомин В. А. Исследование электропроводности горных пород при высоких температурах. «Геол. и геофиз.», 1963, № 8.
79. Набоко Ю. С., Портнягина П. В. Плотностной разрез жиделисайской и джезказганской свит Джезказганского рудного поля. В сб.: «Земная кора Казахстана». Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1967.
80. Озерская М. Л. Влияние структурных факторов на плотность и упругие свойства осадочных горных пород. «Изв. АН СССР, серия «Физика Земли», 1965, № 1.
81. Орлов Л. И., Гимаев Р. С. Влияние горного давления на электрическое сопротивление карбонатных пород. В сб.: «Прикладная геофизика», вып. 33. М., Гостехиздат, 1962.
82. Пархоменко Э. И., Бондаренко А. Т. Исследования электросопротивления горных пород при давлениях до $40\,000\text{ кг/см}^2$ и температурах до 400°C . «Изв. АН СССР, серия геофиз.», 1963, № 12.
83. Пархоменко Э. И. Электрические свойства горных пород. М., «Наука», 1965.
84. Пархоменко Э. И., Бондаренко А. Т. Электропроводность горных пород при высоких давлениях и температурах. М., «Наука», 1972.
85. Пейве А. В. Тектоника и магматизм. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1961, № 3.
86. Петкевич Г. И., Вербицкий Т. З. Исследование скоростей продольных упругих волн в горных породах, насыщенных жидкостями. В сб.: «Вопросы теории и методики геофизических исследований». Киев, Изд-во АН УССР, 1963.
87. Полак Л. С. О связи между электрическими и упругими свойствами горных пород. «Прикладная геофиз.», 1956, вып. 15.
88. Половинкина Ю. И. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород, ч. 1. М., «Недра», 1966.
89. Померанцева И. В. К вопросу о строении и возможном составе кристаллической толщи земной коры. «Докл. АН СССР», 1962, т. 145, № 3.
90. Попов А. А., Аргентов В. В., Оспанов А. Б. Строение земной коры Центрального Казахстана по данным глубинного сейсмического зондирования. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1967, № 1.
91. Пузырев Н. Н. Интерпретация данных сейсморазведки методом отраженных волн. М., Гостехиздат, 1959.
92. Рахимова И. Ш. О возможности определения глубины залегания поверхности Мохоровичича для трехслойной земной коры. В сб.: «Геофизические исследования земной коры». Тр. Ин-та геофизики АН УССР, вып. 8 (10). Киев, «Наукова думка», 1964.
93. Резанов И. А. О строении земной коры платформенных областей. «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1962, т. 37, № 1.
94. Ризниченко Ю. В. О сейсмической квазианизотропии. «Изв. АН СССР, серия географ. и геофиз.», 1949, № 6.

95. Ризниченко Ю. В., Ивакин Б. Н., Бугров В. Р. Импульсный ультразвуковой сейсмоскоп. «Изв. АН СССР, серия геофиз.», 1953, № 2.
96. Ризниченко Ю. В., Косминская И. П. О природе слоистости земной коры и верхней мантии. «Докл. АН СССР», 1963, т. 153, № 2.
97. Ризниченко Ю. В., Ванек И. Ю. и др. Исследование горного давления геофизическими методами. М., «Наука», 1967.
98. Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Химическое строение земной коры. «Геохимия», 1967, № 11.
99. Рыжова Т. В., Решикова Л. М., Александров К. С. Упругие свойства породообразующих минералов, ч. IV. Гранаты. «Изв. АН СССР, серия «Физика Земли», 1966, № 2.
100. Садыков А. М. Стратиграфия верхнего девона и нижнего карбона района Атасуйских месторождений. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1959.
101. Сажина Н. Б. Мощность земной коры и связь ее с рельефом и аномалиями силы тяжести. «Сов. геол.», 1962, № 8.
102. Свенсон К. Физика высоких давлений. М., ИЛ, 1963.
103. Силаева О. И. Исследования с помощью ультразвука скоростей распространения упругих волн и упругих параметров в образцах горных пород при одностороннем давлении. Тр. Ин-та физики Земли АН СССР, № 27, 1962.
104. Силаева О. И., Баюк Е. И. О природе анизотропии упругих свойств горных пород. «Изв. АН СССР, серия «Физика Земли», 1967, № 2.
105. Симоненко Т. Н. Магнитные аномалии и положение глубинных границ земной коры. Геофиз. сб. Ин-та геофизики АН УССР. Киев, «Наукова думка», 1967.
106. Скорикова М. Ф. О возможности определения плотности в земной коре по значениям граничных скоростей. «Геол. и геофиз.», 1966, № 8.
107. Скорикова М. Ф. Упругие свойства горных пород южной части Сахалина и их использование в интерпретации геофизических наблюдений. М., «Наука», 1970.
108. Соллогуб В. Б. Физические свойства горных пород юго-западного и южного районов Европейской части СССР. Киев, Изд-во АН УССР, 1958.
109. Соллогуб В. Б. и др. О глубинном строении Коростеньского плутона по сейсмическим данным. «Докл. АН СССР», 1963, т. 152, № 5.
110. Стаховская З. И. Об изменении упругих параметров и прочности горных пород под действием давления. В сб.: «Проблемы механики горных пород». Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1966.
111. Стишов С. М. Природа границы Мохоровичича. «Изв. АН СССР, серия геофиз.», 1963, № 1.
112. Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. Ш. Процессы в верхней мантии Земли и связь с ними строения земной коры. Киев, «Наукова думка», 1964.
113. Сычев П. М., Дарвайнен А. Э. Зависимость скорости распространения упругих волн от плотности горных пород на Сахалине. «Геол. и геофиз.», 1963, № 6.
114. Тимофеев А. Н. О строении земной коры по гравиметрическим и сейсмическим данным. «Изв. АН СССР, серия геофиз.», 1964, № 10, 11.
115. Уразаев Б. М. Физические свойства горных пород и геофизические поля. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1971.

116. Уразаев Б. М., Курскеев А. К. Геофизическая характеристика горных пород и их комплексов Сарысу-Тенизского поднятия. Тр. Ин-та геол. наук АН КазССР, т. 21. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1967.
117. Уразаев Б. М., Курскеев А. К., Кувшинов Г. В. Физические свойства горных пород и земной коры Успенской тектонической зоны. Тр. Ин-та геол. наук АН КазССР. В кн.: «Геология и металлогения Успенской тектонической зоны», т. 5. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1969.
118. Уразаев Б. М., Курскеев А. К. Физические свойства докембрийских образований Центрального Казахстана и методика их изучения. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1969, № 3.
119. Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры. М., «Наука», 1968.
120. Физические свойства горных пород при давлениях. Тр. Ин-та физики Земли АН СССР, № 23 (190), 1962.
121. Филатова Л. И. Докембрий Улу-Тау. М., Изд-во МГУ, 1962.
122. Фролова Н. В. Об условиях осадконакопления в архейской эре. Тр. Иркутск. Гос. ун-та, т. 5, вып. 2, серия геол., 1951.
123. Шапошников К. К. Строение земной коры на северо-востоке СССР по геофизическим данным. «Геол. и геофиз.», 1962, № 9.
124. Шужанов В. М., Давиденко В. В. Особенности строения верхнедевонско-нижнекаменноугольных структур Атасу-Успенского района и вопросы размещения оруденения Атасуйского типа. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1966, № 4.
125. Электрические и механические свойства горных пород при высоких давлениях. Тр. Ин-та физики Земли АН СССР, № 37 (204). М., «Наука», 1966.
126. Яковлев К. П. Математическая обработка результатов измерений. М., Госиздат технико-теоретич. литературы, 1953.
127. Ямщиков В. С. Исследование зависимости модуля упругости горных пород от температуры. «Изв. АН СССР, серия «Физика Земли», 1965, № 10.
128. Adams L. H., Williamson E. D. The compressibility of minerals and rocks at high pressures. «Journ. Franklin Inst.», 1923, 195.
129. Anderson O. L. Conditions for a density minimum in the upper mantle. «Journ. Geophys. Res.», 1965, vol. 70, № 6.
130. Anderson O. L., Schreiber E. The pressure derivatives of the sound velocities of polycrystalline magnesia. «Journ. Geophys. Res.», 1965, vol. 70.
131. Anderson O. L., Nafe I. E. The bulk modulus-volume relationship for oxide compounds and related Geophysical problems. «Journ. Geophys. Res.», 1965, vol. 70, № 16.
132. Asadi T. Composition of continental seismic velocities from explosion results and laboratory measurements. «Journ. Phys. Earth.», 1965, 13, № 1.
133. Balakrishna S. Effect of temperature of Ultrasonic velocities in some Indian rocks. «Proc. Ind. Acad. Sci.», 1954, vol. 15, № 3.
134. Balakrishna S. Velocity of compressional waves some Indian rocks. Trans. Am. Geophys. Un., 1958, 39.
135. Balakrishna S. Ultrasonic velocities in rocks some special features of Indian granities. «Proc. I. Acad. Sci.», 1958, vol. 48, № 2.
136. Balakrishna S. Elasticity of some Indian rocks. «Bull. National. Ins. of Sci. of India», 1958, № 11.
137. Balakrishna S., Ramana I. V. Effect of uniaxial stress on elastic behavior of rocks India. «Bull. of the National Geophys. Res.», 1964, vol. 2, № 4.
138. Bajik E. I., Volarovich M. P., Klima K., Pros Z., Vanekl. Velocity of longitudinal waves in eclogite and ultrabasic rocks

under pressures to 4 kilobar. «Stundia geophys., et geodet.», 1967, vol. 11, № 271.

139. Birch F., Richard B. D. Compressibility of rocks and glasses of high temperatures and pressures Seismological application. «Bull. of the Geolog. Soci. of Am.», 1936, vol. 47, № 8.

140. Birch F. The effect of pressure on the modulus of rigidity of several metals and glasses». «Journ. Appl. Phys.», 1937, № 8.

141. Birch F., Bancroft D. The effect of pressures on the rigidity of rocks. «Journ. Geolog.», 1938, № 46.

142. Birch F. The variation of seismic velocities within a Simplified Earth model in accordance with the theory of finite strain. «Bull. Seismol. Sos. Amer.», 1939, № 29.

143. Birch F., Bancroft D. New measurements of the rigidity of rocks at high pressure. «Journ. Geolog.», 1940, № 48.

144. Birch F., Bancroft D. The elasticity of certain rocks and massive minerals. «Americ. J. Sci.», 1939.

145. Birch F. Elasticity of igneous rocks at high temperatures and pressures. «Bull. Geol. Sos. Amer.», 1943, № 54.

146. Birch F. Elasticity and constution of the earth's interior. «Journ. Geophys. Res.», 1952, № 57 (2).

147. Birch F. The velocity of Compressional waves in rocks to 10 kilobars. Part 1. «Journ. Geophys. Res.», 1960, 65, № 4.

148. Birch F. The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars. Part 2. «Journ. Geophys. Res.», 1961, vol. 66, № 7.

149. Birch F. Composition of the Earth's mantle. «Geophys. Journ.», vol. 4, 1961.

150. Birch F. Density and composition of mantle and core. «Journ. Geophys. Res.», 1964, vol. 69, № 20.

151. Bolt A. Theoretical phase velocities for a lunar seismic experiment. «Journ. Geophys. Res.», 1961, 66, № 10.

152. Boyd F. R. Geological aspects of high pressures research «Science», 1964, vol. 145, № 3627.

153. Brace W. F. Some new measurements of linear compressibility of rocks «Journ. Geophys. Res.», 1965, vol. 70, № 2.

154. Bullard E. G., Griggs D. T. The nature of mohorovicic discontinuity. «Geophys. Journ.», 1961, vol. 6, № 1.

155. Cholet J., Richard H. A fest on elastic anisotropy measurement at Berriane (North Sahara). «Geophys. Prospecting», 1954, № 3.

156. Christensen N. J. Compressional wave velocities in metamorphic rocks at pressures to 10 kilobars. «Journ. Geophys. Res.», 1965, vol. 70, № 24.

157. Christensen N. J. Measurement of elastic wave velocities in Ultrabasic Rocks. «Trans. Am. Geophys. Un.», 1967, vol. 48, № 1.

158. Fatt I. Effect of overburden and reservoir pressure on elastic logging formation factor. «Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists», 1957, vol. 41, № 11.

159. Faust L. Y. Seismic velocity as a function of depth and geologic time. «Geophys.», 1951, vol. XVI, № 2.

160. Faust L. Y. A velocity function including lithologic variation. «Geophys.», 1953, vol. XLVII, № 2.

161. Grosson R. S., Christensen N. J. Composition of the Earth's crust and upper mantle from Poisson's ratio. «Trans. Amer. Geophys. Un.», 1967, 48, № 1.

162. Hayakawa M., Balakrishna S. An explanation for the high ultrasonic velocity in Indian rocks. «Geophys. Prospecting», 1961, vol. 9, № 174.

163. Hess H. H. The Amsos hole to the earth's mantle. «Trans. Amer. Geophys. Un.», 1950, № 40.

164. Hughes D. S., Jones H. I. Variation of elastic module of igneous rocks with pressure and temperature. «Bull. Geol. Sos. Amer.», 1950, № 61.
165. Hughes D. S., Jones H. I. Elastic wave velocities in sedimentary rocks. «Trans. Amer. Geophys. Un.», 1951, 32, № 2.
166. Hughes D. S., Gross J. H. Elastic wave velocities in rocks at high pressure and temperatures. «Geophys.», 1951, vol. 16, № 4.
167. Hughes D. S., Cooke C. E. The effect of pressure on the reduction of pore volume of consolidated Sandstones. «Geophys.», 1953, vol. 18, № 2.
168. Hughes D. S., M a u r e t t e J. H. Variation of elastic wave velocities in granites with pressure and temperature. «Geophys.», 1956, vol. 21, № 2.
169. Hughes D. S., M a u r e t t e J. H. Variation of elastic wave velocities in basic igneous rocks with pressure and temperature. «Geophys.», 1957, vol. 22, № 11.
170. Hughes D. S., Q u e e n R. Density of basic rocks at high pressure. «Journ. Geophys. Res.», 1958, vol. 64, № 1.
171. Hughes D. S. Properties of rocks under high pressure and temperature. Methods and Techniques in geophysics. NJ, 1960, vol. 1.
172. Hughes H. The pressure effect on the electrical conductivity of peridotite. «Journ. Geophys. Res.», 1955, vol. 60, № 2.
173. I d e M. Comparison of static and dynamically Joung's modulus of rocks. «Proc. Nat. Acad. Sci.», 1936, vol. 22, 81.
174. I d e M. The velocity of Sound in rocks and glasses as a Function of temperature. «Journ. Geolog.», 1937, 45, № 7.
175. I i d a K., K u m a z a w a M. Measurement of elastic wave velocities in Volcanic rocks at high temperature by means ultrasonic impuls transmission. «Journ. Earth Sci.», Nagoya, 1961, vol. 9, № 1.
176. J u d d W. R. Rock stress, rock mechanics and Research state of stress in the Earths Crust, Elsevier, 1964.
177. K a n a m o r i K., M i z u t a n i S. Ultrasonic measurement of elastic constants of rocks under high Pressure. «Bull. Earth Inst. Univ. To-kyo, 1965, vol. 43, № 1.
178. L o v e r i n g J. E. The nature of the Mohorovicic discontinuity. «Trans. Amer. Geophys. Un.», 1958, № 39.
179. M a c p h e r s o n I. D. Anisotropy of the rock in the approaches to halifax harbour, Nova Scotia. «Bull. Seismol. Soc. Amer.», 1960, vol. 4, № 50.
180. M a t s u s h i m a S. Variation of elastic wave velocities of rocks in the process of deformation and fracture under high pressure. «Journ. Phys. Earth», 1960, vol. 8, № 1.
181. P r e s s F. The Earth's crust and upper mantle. «Science», 1961, vol. 133, № 3463.
182. R i n g w o o d A. E., G r e e n D. H. Experimental investigations bearing on the Mohorovicic discontinuity. «Nature», 1964, vol. 201, № 4919.
183. R i n g w o o d A. E. Mineralogy of the mantle. «Advances Earth Sci.». Cambridge—Mass—London. M. 1, T, Pess, 1966.
184. S h i m o z u r u D. Elasticity of rocks and some related geophysical problems. «Japanese Journ. Geophys.», 1960, № 2.
185. S i m m o n s G. Velocity of compressional waves in various minerals at pressure to 10 kilobars. «Journ. Geophys. Res.», 1964, vol. 69, № 6.
186. S i m m o n s G. Velocity of shear waves in rocks to 10 kilobars. «Journ. Geophys. Res.», 1964, vol. 69, № 6.
187. S i m m o n s G., B r a c e W. F. Comparison of Static and dynamic measurements of compressibility of rocks. «Journ. Geophys. Res.», 1965, vol. 70, № 22.

188. Soga N., Schreiber E. Estimation of Bulk modulus and sound velocities of oxides at very high temperatures. «Journ. Geophys. Res.», 1966, vol. 71, № 22.
189. Stephens D. R. The Hydrostatic compression of eight rocks. «Journ. Geophys. Res.», 1964, vol. 69, № 14.
190. Talwani M., Sutton A. H., Worzel J. Z. A crustal section across the Puerto-Rico Trench. «Journ. Geophys. Res.», 1959, vol. 66, № 10.
191. Uhrig L. E., Van R. A. Melle. Velocity anisotropy in stratified media. «Geophys.», 1955, vol. 20, № 4.
192. Volarovich M. P. Investigation of elastic properties of rocks at high pressures. Union Geodes. et Geophys., Monographic № 22, Intern. Investigation of the Earth's crust. Paris, 1962.
193. Volarovich M. P. Investigation of elastic and absorption properties of rocks at high pressures and temperatures. «Tectonophysics.», 1965, № 3.
194. Volarovich M. P. An experimental investigation of rupture and elastic wave propagation and absorption in rocks under confining pressure. «Geophys. Journ. Royal Astronom. Soc.», 1967, vol. 14, № 73.
195. Walsh I. B. The effect of cracks on the Umial elastic compression of rocks. «Journ. Geophys. Res.», 1964, vol. 70, № 2.
196. Williamson E. D., Adams L. H. Density distribution in the Earth. «Journ. Wash. Acad. Sci.», 1923, vol. 13.
197. Woollard I. P. Crustal structure from gravity and seismic measurement. «Journ. Geophys. Res.», 1959, vol. 64, № 10.
198. Wyllie R. I., Gregory A. R. and Gardner L. W. Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media. «Journ. Geophys. Res.», 1956, vol. XX1, № 1.
199. Wyllie R. I. The nature of the Mohorovicic discontinuity, a compromise. «Journ. Geophys. Res.», 1963, vol. 68, № 15.
200. Zisman W. A. Joung's modulus and Roisson's ratio with reference to geophysical applications. «Proc. Nat. Acad. Sci. USA.», 1933, vol. 19, № 7.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Введение		3
Глава 1.	Обзор исследований по физическим свойствам горных пород	5
	Исследования упругих свойств горных пород	6
	Исследование плотности горных пород	16
	Исследования электрических свойств горных пород	21
Глава II.	Петрофизическая характеристика пород районов исследований	25
	Стратиграфия и физические свойства горных пород	—
	Интрузивные образования и их физические свойства	49
Глава III.	Методика и техника исследования скорости продольных волн и плотности горных пород	59
	Отбор и изготовление образцов для испытания при высоких давлениях	—
	Методика и техника исследования скорости распространения продольных волн в образцах горных пород	61
	Сопоставление скоростей распространения продольных волн, определенных на различных установках	68
	Методика и техника определения плотности горных пород	70
Глава IV.	Результаты экспериментальных исследований скорости продольных волн и плотности при высоких давлениях	74
	Скорость продольных волн при высоких давлениях	—
	Плотность горных пород при высоких давлениях	102
	Пористость горных пород	108
	Основные факторы, определяющие плотность и скорость распространения продольных волн в образцах горных пород	110
	Связь физических свойств пород с геологическим возрастом и глубиной	129
	Некоторые особенности физических свойств горных пород Казахстана	133
	Анизотропия скорости упругих волн при высоких давлениях	135
Глава V.	Электрические свойства горных пород при высоких давлениях и температурах	147
	Методика измерений	148
	Влияние одностороннего давления на электропроводность пород	150
	Влияние высоких температур на электрические свойства пород	153
	Электропроводность пород при высоких всесторонних давлениях и температурах	155

Глава VI. Связь между скоростью распространения продольных волн и плотностью горных пород при высоких всесторонних давлениях	158
Сопоставление формул связи, полученных в различных условиях	165
Возможности практического применения полученных формул	166
Глава VII. Геологическое приложение данных экспериментальных исследований плотности и скорости упругих волн	171
Сейсмогеологический разрез вдоль Каражальского профиля	—
Плотностная характеристика разреза земной коры в районе Каражальского профиля	174
Природа гравитационных аномалий	178
Состав земной коры и верхней мантии	181
Заключение	191
ЛИТЕРАТУРА	193

Уразаев Бахтияр Мустафевич, Воларович Михаил Павлович,
Курскеев Абдрахман Козлоевич

**ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД
В ГЛУБИННЫХ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ**

*Утверждено к печати Ученым советом ордена Трудового Красного
Знамени Института геологических наук им. К. И. Сатпаева
Академии наук Казахской ССР*

Редактор Р. К. Даниленко, худож. редактор И. Д. Суших, техн. редактор
В. К. Горячкина, корректор С. Г. Новикова

Сдано в набор 5/IV 1973 г. Подписано к печати 19/VI 1973 г.
Формат 60×90¹/₁₆. Бумага № 2. Печ. л. 12,7. Уч.-изд. л. 13,8.
Тираж 800. УГ05512. Цена 1 р. 40 к.

Типография издательства «Наука» Казахской ССР, г. Алма-Ата,
ул. Шевченко, 28. Зак. 58.

Цена 1 р. 40 к.

889