

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
НОВОСИБИРСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

Геолого-геофизический факультет
Кафедра геофизики

А. В. ЛАДЫНИН

ПЕТРОФИЗИКА

Лекции для студентов
геологических специальностей

Новосибирск
2002

УДК 552.1:53

ББК Д34

Л.157. Ладынин А. В. Петрофизика. Лекции для студентов геологических специальностей /Новосиб. гос. ун-т. Новосибирск, 2002, 120 с.

Лекции предназначены студентам геологических специальностей НГУ как часть общего курса «Геофизические методы исследований в геологии». Рассматриваются физические свойства, существенные в основных методах разведочной геофизики: сейсморазведке, электроразведке, магниторазведке, гравиразведке.

Изложение ведется на основе общих принципов и результатов физики кристаллических тел.

Указаны определяющие факторы физических свойств пород: химический состав и структура на разных уровнях организации вещества. Оценено индивидуальное влияние каждого из этих факторов на физические свойства пород и их взаимозависимость, определяющая корреляцию между свойствами.

Показаны закономерности распределения магнитных свойств, плотности, упругих и электромагнитных свойств горных пород, соотношения между этими свойствами, на которых основаны принципы комплексирования методов разведочной геофизики при решении сложных геологических задач.

Лекции могут быть использованы студентами-геофизиками в курсе «Петрофизика», спецкурсе «Региональная геофизика», учебной полевой геофизической практике.

Рецензент
доц. Г. С. Федосеев

© Новосибирский государственный университет, 2002

ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ФАКТОРЫ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД

Типы физических свойств пород и подходы к их изучению

Физических свойств горных пород много. Одни в качестве отличительных признаков используются для распознавания горных пород, являясь основой петрографических классификаций; их можно назвать *диагностическими*. Другие важны при использовании горных пород в качестве материалов, сырья или среды для инженерных сооружений – это *технологические* свойства. Есть свойства, *определяющие* характеристики физических процессов, проходящих в больших или малых по объему массивах горных пород; в эту категорию входят все коэффициенты переноса: массы, импульса, энергии, термодинамические параметры, а также *геофизические* свойства горных пород, от которых зависит распределение геофизических полей, распространение электромагнитных и упругих волн. Набор свойств, определяющих насыщение пород нефтью, газом и другими флюидами и миграцию этих флюидов: пористость, поровый состав (по размерам пор), проницаемость – важен в нефтегазовой геологии и промышленности. Приведенная классификация, как и любые другие, целевая – распределение свойств по классам в ней не альтернативно, одни и те же свойства могут входить в разные классы. (Наибольшую общность в этом отношении обнаруживает плотность.) Все классы открыты: набор свойств в них может изменяться, в частности, при совершенствовании методов и средств диагноза, технологии обработки камня и горных работ и, в особенности, методов разведочной геофизики.

Ниже будут рассматриваться геофизические свойства минералов и горных пород, в небольшой степени придется затронуть термодинамические свойства, коэффициенты переноса, но только если это потребуется для более глубокого понимания закономерностей распределения геофизических свойств.

Материал по физическим свойствам горных пород можно излагать двумя способами:

1) используя эмпирические данные определений свойств пород (в образцах, в естественном залегании, в рамках самих геофизических

методов), выявить закономерности путем обобщения этих фактов. Это индуктивный подход, требующий привлечения большого и трудно усваиваемого фактического петрофизического материала (в табличной или графической форме);

2) на основе принципов и результатов физики твердого тела установить определяющие факторы различных физических свойств, оценить обусловленные ими закономерности и проверить их справедливость на небольшом эмпирическом материале. Такой (дедуктивный) подход и реализуется ниже.

Многообразие определяющих факторов

Изучение закономерностей распределения физических свойств горных пород возможно на основе анализа роли структурных факторов и термодинамических параметров среды на поведение горных пород в механических, электрических и магнитных полях. *Определяющими факторами* физических свойств горных пород мы называем характеристики состава и структуры пород, термодинамических условий и некоторые характеристики физических полей, если они воздействуют на свойства пород. Эта формулировка допускает существование физических свойств двух типов по отношению к соответствующим процессам: одни не зависят от параметров процесса, могут линейно (как коэффициенты) входить в уравнения, описывающие процесс; другие принципиально связаны с параметрами процесса, их называют нелинейными.

Главными определяющими факторами физических свойств горных пород являются их химический состав и структура. Для наших целей эти понятия нуждаются в конкретизации. Химический состав определяется:

а) структурой атомов – числом протонов и нейтронов в ядрах, распределением электронов по орбиталям, зонной электронной структурой;

б) молекулярной структурой – типами связей атомов, их координацией, силой, направленностью;

в) изоморфным замещением и примесными атомами в кристаллической решетке породообразующих минералов, акцессорными минералами в горной породе флюидов.

В сущности, термин *структура*, как видно из этого перечисления, включает в себя и химический состав. Структура горных пород определяется также:

г) кристаллической структурой минералов: симметрией, плотностью упаковки, типами и концентрацией дефектов и дислокаций;

д) минеральным составом, соотношением минералов (зерен), их фазовым и агрегатным состоянием;

ж) пористостью, трещиноватостью, составом и концентрацией жидкостей и газов в породе.

Интересующие нас геофизические свойства (плотность, магнитная восприимчивость, удельное электрическое сопротивление и диэлектрическая проницаемость, скорости распространения сейсмических волн или упругие модули) в разной степени связаны с теми или иными структурными факторами, для каждого из свойств набор определяющих факторов индивидуален. Чем больше общие части этого набора факторов для разных свойств, тем сильнее свойства коррелируют друг с другом. Отсутствие общих факторов означало бы независимость физических свойств, но такого не наблюдается, так как определяющими для каждого из физических свойств являются, как правило, несколько факторов, пусть с разной значимостью; кроме того, сами факторы зависимы: атомная и молекулярная структура в большой степени определяет черты макроструктуры пород.

Факторы атомной структуры

Наиболее простым по набору атомных факторов свойством горных пород является радиоактивность, обусловленная распадом тяжелых элементов (с большим числом протонов и нейтронов) или некоторых изотопов, неустойчивых по структуре ядра. Горные породы могут быть радиоактивными только в связи с концентрацией в них этих элементов. Они входят в структуру горной породы как аксессуарные. Даже в рудах, из которых добывают радиоактивные вещества, их содержание редко достигает десятых долей процента. В магматических горных породах концентрация радиоактивных элементов уменьшается с повышением основности; это одно из немногих проявлений корреляции радиоактивности с другими свойствами. Еще одно: теплогенерация в горных породах прямо пропорционально связана с их радиоактивностью. Но эти свойства мы рассматривать не будем.

Химические элементы различаются прежде всего составом ядра – числом протонов (атомным номером) или суммарным числом протонов и нейтронов (массовым числом). Соединения, минералы, а также горные породы характеризуются в этом смысле средней атомной массой (M_a), которая является фактором, определяющим плотность минералов и горных пород, а также существенно влияющим на упругие свойства.

Другой фактор микроструктуры элементов – электронная конфигурация; она определяет магнитные свойства атомов (подробнее об этом см. *Приложение*). По структуре валентных оболочек, их заполнению, соотношению их энергетических уровней с энергиями взаимодействия в атоме и кристалле выделяются *диамагнитные* и *парамагнитные* вещества.

Если энергетически выгодна антипараллельная ориентация магнитных моментов электронов (правило Хунда) при условии четности числа электронов на валентных оболочках, то возникает взаимная компенсация магнитных полей электронов на расстояниях больших радиуса атома (параметра кристаллической решетки). Многие элементы и почти все ионные кристаллы соответствуют этим условиям, и потому они не намагничены в отсутствии внешнего магнитного поля. Это *диамагнитные* вещества; во внешнем поле они образуют индуцированную намагниченность, по направлению противоположную полю: $\mathbf{J} = \kappa_d \mathbf{H}$, где $\kappa_d < 0$ – магнитная восприимчивость диамагнетиков, величина, редко превышающая 10^{-4} ед. СИ и пропорциональная атомному номеру. Диамагнитными являются инертные газы, вода, углекислый газ. В эту группу входят некоторые металлы (медь, ртуть, серебро, золото, цинк, висмут, бериллий и другие), большинство ионных кристаллов (NaCl , Al_2O_3 , SnO_2 , AgNO_3 , PbSO_4 и другие), ряд органических соединений.

Атомы с нечетным числом электронов имеют собственный магнитный момент в отсутствии внешнего поля; то же верно для элементов или соединений, не подчиняющимся правилу Хунда, которым энергетически выгодно сохранять на валентных оболочках параллельную ориентацию магнитных моментов электронов. Это *парамагнитные* вещества; их намагниченность внешним полем имеет ориентационную природу: магнитные моменты стремятся, как стрелка компаса, ориентироваться в направлении магнитного поля. Направление намагниченности совпадает с направлением поля.

Строго говоря, это верно для изолированных частиц. В кристалле это не так: магнитная восприимчивость κ_p – коэффициент пропорциональности между векторами намагниченности \mathbf{J} и магнитного поля \mathbf{H} является тензором. Однако в геофизике неколлинеарностью векторов \mathbf{J} и \mathbf{H} обычно пренебрегают и магнитную восприимчивость считают скалярной величиной. Парамагнитная восприимчивость положительна; ее величины меняются в пределах 10^{-6} – 10^{-3} ед. СИ, обнаруживая зависимость от температуры (закон Кюри – Вейсса):

$$\kappa_p = C/(T - Q), \quad (1)$$

где: C – постоянная Кюри, Q – парамагнитная температура Кюри; обе величины являются константами вещества. Это приближенный закон; он работает при высоких температурах ($T > Q$).

Парамагнетиками являются щелочные металлы, металлы второй группы (бериллий, магний, кальций, стронций), многие сульфиды и соли. Парамагнетизм обнаруживают переходные металлы и их соединения в связи с энергетической инверсией электронных оболочек ($4s-3d$ в группе железа, от скандия до никеля; $5s-4d$ в группе палладия, $6s-4f-5d$ в группе платины, инверсия вокруг оболочки $5f$ у актинидов). При невысокой температуре под действием соседних по кристаллической решетке атомов появляется магнитная упорядоченность в виде параллельной ориентации моментов электронов валентной оболочки. Вещество становится ферромагнитным (магнитный фазовый переход при температуре Кюри или Нееля – для разных типов ферромагнетиков).

В магнетизме горных пород наиболее существен ферромагнетизм железа, другие элементы этой группы, тем более – групп палладия, платины, актиния, мало распространены в литосфере.

Вторым главным фактором, определяющим магнитные свойства пород, является содержание в породах соединений железа (в меньшей мере – марганца, хрома, никеля, титана), их магнитная структура и температура.

Надо подчеркнуть, что ферромагнетизм, хотя и связан с электронной структурой атома, есть следствие взаимодействий в кристаллической решетке.

Другие аспекты магнетизма горных пород рассмотрим ниже.

Зонная электронная структура атомов (см. Приложение) твердых тел определяет их электропроводность. Если у вещества частично занята валентная зона или заполненная валентная зона перекрывается пустой разрешенной зоной проводимости, такое вещество является проводником. У полупроводников между заполненной валентной зоной и пустой зоной проводимости есть неширокая, от 0,1 до 3 эВ, запрещенная зона, которая преодолевается электронами при достаточно сильном тепловом или электрическом возбуждении. Диэлектрики отличаются большой шириной запрещенной зоны между валентной зоной и зоной проводимости, свыше 5 эВ.

Электронная структура и типы связей

Воздействие электронной структуры на физические свойства вещества реализуется через тип связей атомов в молекулы и кристаллы. Для твердых тел в рассматриваемом аспекте удобнее выделять не ядро и электронное облако, а ионный остов и валентные электроны. Ионный остов – это ядро с неизменяемой электронной структурой внутренних оболочек.

Важно, что элементы, входящие в большинство химических соединений, имеют валентные p -электроны (C, N, O, Al, Si, P, S, Cl и другие), у которых орбитальное квантовое число $l = 1$, а другие (в частности, переходные металлы группы железа) – d -электроны ($l = 2$). Электронные орбитали (распределение плотности вероятности обнаружения валентных электронов) у них имеют отчетливую ориентировку, что определяет возможность образования направленных связей, энергия которых по разным осям различна.

Минералы горных пород и полезных ископаемых представляют собой соединения на основе трех видов связей атомов: ионной, ковалентной и металлической (особое место занимает вода с водородной связью ионного типа, чем объясняются некоторые аномальные свойства воды, в частности расширение при $T < 4^{\circ}\text{C}$). Энергия этих связей варьирует в диапазоне от 10^4 до 10^7 Дж/моль. Как правило, у ионных кристаллов она больше, чем у металлов, значения энергии ковалентных связей (у разных соединений) располагаются во всем указанном диапазоне. От энергии связи атомов зависят температура плавления и механические свойства кристаллов.

Реальные минералы и породы обнаруживают разные виды связей, можно говорить лишь о преобладающей роли одной из них.

Ионная связь создает прочные симметричные электронные конфигурации, она ненаправленная, кристаллы обладают высокой симметрией, почти изотропные по физическим свойствам. Ионные кристаллы – обычно диэлектрики, они прозрачны, имеют низкую теплопроводность. Ионные связи характерны для соединений щелочных металлов с галогенами, карбонатов, сульфатов, фосфатов, но во многих из них значительна роль ковалентных связей.

Ковалентная связь, создаваемая общими для каждой пары атомов электронами (обычно p), направленная, и чем меньше у атома валентных электронов, тем резче выражена направленность, что определяет низкую симметрию кристаллов, анизотропию их свойств. Ковалентные связи характерны для кремния, углерода (алмаз), которые образуют высокосимметричные кристаллы с тетраэдрической координацией. Чисто ковалентная связь может быть только между одинаковыми атомами, а в соединениях она ослабляется за счет ионных или металлических связей. Многие ковалентные кристаллы являются полупроводниками, у них довольно высокая теплопроводность, они непрозрачны для видимого света, твердые, с большими значениями упругих модулей. Из минералов с ковалентно-металлическими связями отметим галенит, сфалерит, пирит, халькопирит; у графита в атомных плоскостях связи ковалентные, прочные, а между ними – слабые ван-дер-ваальсовские связи, поэтому графит имеет совершенную спайность и высокую электропроводность (металлического типа).

Металлическая связь образуется нелокализованными на отдельных атомах валентными электронами, «электронным газом» между ионами. Такие вещества пластичны, имеют высокую электропроводность и теплопроводность, не прозрачны в видимом свете. Из минералов с преобладанием металлической связи отметим самородные металлы, некоторые окислы и сульфиды (магнетит, халькозин, молибденит).

Изоморфизм, примеси

Изоморфизм – взаимная замещаемость в кристаллической решетке близких по свойствам атомов – распространенное явление в минералах, включая порообразующие. В изоморфных рядах обнаруживаются вариации физических свойств: упругости, плотности и магнитной восприимчивости, иногда электропроводности. В группе

полевых шпатов имеет место изоморфизм по Na и K (альбит – ортоклаз, микроклин) и по комплексам Na + Si и Ca + Al (плаггиоклазы от альбита до анортита); у оливинов – изоморфизм по Mg и Fe (форстерит – фаялит); у железных руд – изоморфизм Ti – Fe (титаномагнетит, магнетит). Эти и другие замещения происходят по изовалентным вертикальным рядам таблицы Д. И. Менделеева или по диагональным направлениям по принципу близости атомных радиусов при условии сходных поляризационных характеристик ионов. Поэтому влияние изоморфных замещений на физические свойства пород не велико ввиду малых различий кристаллической структуры; здесь более существен состав, атомная масса.

Примесные атомы в кристаллической решетке – особый по влиянию на физические свойства вид дефектов структуры. Они по-разному искажают решетку, находясь в узлах и междуузлиях, создают добавочные энергетические уровни в зонной электронной структуре. Увеличивается электропроводность минералов – диэлектриков и полупроводников, изменяются поглощающие свойства, цвет минералов, их пластичность, прочность, упругие свойства, в меньшей мере плотность и магнитные свойства, усиливаются транспортные свойства (диффузия, теплопроводность). Степень этих изменений свойств, разумеется, зависит от концентрации примесей.

В число *аксессуарных минералов* входят второстепенные, рудные, темноцветные, редкие минералы (не породообразующие). Несмотря на малое содержание в горных породах (проценты или даже доли процента), они существенно влияют на электрические и магнитные свойства пород. Темноцветные и рудные минералы, как правило, повышают электропроводность горных пород – непосредственно из-за металлических связей и косвенно, путем изменения типа и структуры связей других минералов, понижения потенциала ионизации. Среди них есть много минералов переходных металлов, прежде всего окислы и гидроокислы железа, за счет которых намагничиваются горные породы. Минералы радиоактивных элементов, ассоциирующиеся преимущественно с кислыми магматическими породами, создают радиоактивный фон земной коры.

Другие свойства горных пород: упругие модули, плотность – корреляционно связаны с концентрацией аксессуарных минералов; корреляция вызвана обратной зависимостью концентрации темноцветных минералов от содержания кремнезема в магматических по-

родах. Поэтому более насыщенные темноцветными минералами основные породы имеют более высокие значения плотности и скоростей прохождения сейсмических волн.

Состав флюидов в поровом пространстве горных пород влияет, и довольно значительно, на электрические свойства – удельное сопротивление и диэлектрическую проницаемость. Поляризуемость горных пород определяется присутствием глинистых частиц в минерализованных флюидах, а также концентрацией минералов с металлической проводимостью: пирита, пирротина, халькопирита, магнетита, графита и некоторых других. Особенно важна зависимость проводимости от минерализации вод в поровом пространстве для осадочных пород. Коллекторы различаются по диэлектрической проницаемости в зависимости от заполнения пор: вода, нефть или воздух.

Другие свойства с составом флюидов связаны меньше, но геофизическое значение этой зависимости велико, в частности, изменений плотности и скоростей сейсмических волн в коллекторах с газом по сравнению с породами, насыщенными водой или нефтью.

Кристаллическая структура, ее дефекты

Кристаллическая структура (параметры решетки, плотность упаковки атомов, симметрия, типы и концентрация дефектов и дислокаций) является важнейшим фактором распределения структурно-зависимых свойств горных пород: плотности и упругих модулей. Кристаллической структурой минералов определяются и другие их свойства: электрические, тепловые, деформационные, однако в горных породах, представляющих собой поликристаллические и полиминеральные агрегаты, фактор кристаллической структуры во влиянии на эти свойства иногда перекрывается другими, макроструктурными характеристиками пород.

Широко распространенные горные породы имеют относительно небольшие вариации средней атомной массы – от 20 до 23. Дифференциация по плотности и упругим свойствам горных пород, вызванная этим фактором, не выходит за пределы 10 %.

Реальное разнообразие значений плотности и скоростей распространения сейсмических волн от 1,5–2 г/см³ и 2–3 км/с (пески, песчаники на земной поверхности) до 5,5 г/см³ и 13,5 км/с (мантия Земли у границы ядра) обусловлено главным образом параметрами кри-

сталлической структуры. Чем плотнее упаковка атомов в решетке, тем выше плотность, труднее деформировать структуру, выше упругие модули и скорости распространения сейсмических волн. Наиболее плотная упаковка организуется под высоким давлением в породах нижней мантии. Многие породообразующие минералы: кварц, оливин, пироксены и другие – в условиях высоких давлений претерпевают фазовые переходы от низкоплотных форм, равновесных в поверхностных условиях, к плотным структурам с высокой симметрией кристаллических решеток на больших глубинах в мантии. Это известное проявление полиморфных фазовых переходов.

Дефекты кристаллической решетки, как правило, приводят к понижению плотности и упругих модулей минералов и горных пород. Тепловые фононы (возмущения в положении атомов от их устойчивых положений), кроме того, изменяют электропроводность. Металлические кристаллы увеличивают сопротивление с температурой: колеблющиеся с большей амплитудой атомы в решетке представляют собой более крупные мишени для электронов. У ионных кристаллов сопротивление с температурой понижается, поскольку «горячие» ионы с большей вероятностью покидают узлы решетки. Понижается с ростом температуры и сопротивление ковалентных полупроводниковых минералов, так как при высокой температуре валентные электроны легче преодолевают узкую запрещенную зону между валентной зоной и зоной проводимости. Тепловое возбуждение нарушает ориентацию магнитных моментов частиц, может даже полностью ликвидировать магнитное упорядочение ферромагнетиков, переводя их в парамагнитное состояние (при температуре выше точек Кюри или Нееля).

Точечные дефекты в кристаллах: вакансии, атомы в междуузлиях, их комбинации (дефекты Шоттки и Френкеля), концентрация которых повышается с температурой, определяют транспортные свойства минералов и горных пород (температуропроводность, диффузию, вязкость, электропроводность). Дефекты изменяют напряженное состояние кристаллов, уменьшая тем самым упругие модули в макромасштабе минералов и горных пород. Влияние точечных дефектов на плотность мало, так как в больших объемах число вакансий оказывается примерно равным числу атомов в междуузлиях. А концентрация атомов – примесей обычно не велика.

Линейные дефекты – дислокации (краевые и винтовые) – влияют, в основном, на механические свойства минералов и горных пород (упругость, пластичность, прочность). Через взаимодействие с дислокациями точечных дефектов проявляется влияние дислокаций на коэффициенты переноса, в частности скорость диффузии по линиям дислокаций может на порядки превышать объемную диффузию.

Поверхностные дефекты – границы зерен, поверхности кристаллов и дефекты упаковки – пород не оказывают существенного влияния на геофизические свойства. Объемные дефекты – поры, трещины, включения других фаз, флюидов – рассмотрим дальше.

Полиморфизм

Минеральный состав горных пород, взаимоотношение минералов, их фазовое состояние определяются условиями кристаллизации, последующей эволюции и местонахождения. При одинаковом химическом составе из-за полиморфизма минералов горные породы могут значительно различаться по физическим свойствам. Об этом уже упоминалось при обсуждении влияния факторов кристаллической структуры на свойства пород.

Полиморфизм минералов, фазовые переходы в них при соответствующих термодинамических условиях – одно и не самое распространенное проявление этой группы факторов. Более важны: а) различие минеральной структуры эффузивных и интрузивных пород; б) метаморфические преобразования минералов в магматических и осадочных породах. В первом случае минеральный состав определяется условиями кристаллизации и различной ролью процессов дифференциации магмы, во втором – воздействием флюидов на исходную породу в различных термодинамических условиях. Важность этих факторов в их влиянии на физические свойства пород очевидна ввиду роли магматических и метаморфических пород в структуре литосферы и глубоких недр Земли.

Различия физических свойств интрузивных и эффузивных пород, сходных по химическому составу, невелики. Эффузивы имеют в среднем несколько меньшие (на 5–10 %) значения плотности и упругих характеристик, чем интрузивные породы, но заметно больший разброс этих значений для пород одного состава. Подобное соотно-

шение имеет место и для магнитной восприимчивости эффузивов и интрузивов.

Влияние процессов метаморфизма на физические свойства магматических пород довольно разнообразно. Оно зависит от типа метаморфизма, т. е. от температуры, давления, сдвиговых деформаций и состава привнесенных флюидов. При региональном метаморфизме повышаются плотность и упругие модули горных пород, довольно заметны эти изменения в фациях высоких давлений и температур – гранулитовой и особенно эклогитовой. За счет графитизации, появления магнетита несколько возрастают электропроводность и магнитная восприимчивость метаморфических пород фаций зеленых сланцев и амфиболитов по сравнению с неизменными породами.

Иной характер изменения физических свойств обнаруживается при низкотемпературном метасоматозе, примером которого служит серпентинизация гипербазитов, превращение оливинов и пироксенов в гидроокислы с существенно меньшими (на 10–15 %) значениями плотности и скоростей упругих волн, но с большей магнитной восприимчивостью.

Метаморфизм осадочных пород приводит к еще более значительным изменениям физических свойств. Контактный метаморфизм сопровождается образованием скарнов, часто содержащих месторождения железа, свинца и цинка, вольфрама и молибдена. Большинство скарнов имеют резко повышенные значения плотности и магнитной восприимчивости и пониженное сопротивление.

Железорудные залежи бывают связаны и с региональным метаморфизмом песчаников: железистые кварциты (КМА, Криворожье) имеют весьма высокие плотность и магнитную восприимчивость, пропорциональные концентрации железа, и довольно высокую электропроводность.

Пористость, трещиноватость, флюидонасыщенность

Влияние пористости, трещиноватости и флюидонасыщенности на физические свойства довольно велико в осадочных породах на глубинах до 3–5 км, а для магматических и метаморфических пород – только в приповерхностных условиях. Пористость зависит от литологического состава горных пород, а трещиноватость в большей мере контролируется тектоническими факторами. У них различна гео-

метрия нарушений структуры породы, но воздействие их на свойства горных пород имеет во многом общие черты.

Пористость и трещиноватость ведут к уменьшению плотности, пропорциональному общей пористости $K_{п} = V_{п}/V$ (отношению объема порового пространства к объему образца или определенной части массива); для сухих пород, когда поры не содержат жидкости, это уменьшение плотности σ_c по отношению к минеральной плотности σ_m твердой фазы составляет $(\sigma_c - \sigma_m)/\sigma_m = K_{п}$. Для осадочных пород эта величина может достигать 0,2–0,4. Но поры в естественном залегании редко остаются без жидкого заполнения, так что реальное уменьшение для σ не так велико: $(\sigma_m - \sigma)/\sigma_m = K_{п}(\sigma_m - \sigma_{ж})/\sigma_m \approx 0,6K_{п}$. Примерно в таком же отношении уменьшаются и скорости распространения упругих волн, но этот вопрос сложнее: важны геометрия пор, скелета, степень связности пор.

Влияние трещиноватости на скорости сейсмических волн требует специального изучения; обобщенные оценки, как в случае плотности, недостаточны.

Пористость существенно меняет зависимость плотности и упругих свойств от давления: коэффициенты $\beta = \partial\sigma/\partial P\sigma$ и $\beta_v = \partial v/\partial P v$ при малых давлениях довольно велики, а затем нелинейно уменьшаются с ростом давления по мере закрытия пор.

Ведущим фактором, определяющим электропроводность горных пород, является состав флюидов в порах, конкретно – электропроводность поровых вод, зависящая от их минерализации. Этот фактор настолько сильный, что удельное сопротивление осадочных пород часто не зависит от состава скелета, определяясь исключительно составом и концентрацией флюидов. Этот вопрос обсудим дальше.

Использование сведений о влиянии факторов состава и структуры горных пород на их физические свойства позволяет составить представления об основных закономерностях распределения этих свойств, опираясь только на геологические данные. Петрофизические материалы конкретизируют их. Мы дальше в небольшом объеме используем эти данные для выяснения главных закономерностей распределения физических свойств горных пород.

МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

Ферромагнетизм. Виды намагниченности

В методах магниторазведки и палеомагнитологии важна намагниченность горных пород: индуктивная и остаточная. В электромагнитных методах, использующих переменные поля достаточно высокой частоты, определенное значение имеет магнитная проницаемость (μ), но для большинства горных пород $\mu \approx 1$, только сильные ферромагнетики имеют μ порядка 2–20. Однако для поисков ферромагнитных тел с большой электропроводностью высокочастотная электроразведка используется редко (в основном в варианте радиоволнового просвечивания), поэтому закономерности распределения магнитной проницаемости дальше специально не обсуждаются.

Полная намагниченность горной породы \mathbf{J} векторно складывается из индуктивной \mathbf{J}_i и остаточной \mathbf{J}_r намагниченности: $\mathbf{J} = \mathbf{J}_i + \mathbf{J}_r$. Индуктивная намагниченность пропорциональна напряженности современного магнитного поля \mathbf{H} : $\mathbf{J}_i = \kappa \mathbf{H}$, где коэффициент пропорциональности κ – магнитная восприимчивость (в магниторазведке, имеющей дело с большими поликристаллическими намагниченными телами, она может рассматриваться как скалярная величина, но в общем случае – это тензор). В полях с большой напряженностью H магнитная восприимчивость нелинейно зависит от H , но для слабых полей порядка земного можно считать $\kappa(H) = \text{const}$.

Об остаточной намагниченности различной природы речь пойдет дальше, а пока только отметим, что она не всегда совпадает по направлению с индуктивной намагниченностью.

В современной научной и учебной литературе принята система единиц СИ. Значения магнитной восприимчивости, а это безразмерная величина, зависят от выбора системы единиц, в СГС и СИ они не совпадают. Это следует из определения вектора \mathbf{H} – напряженности магнитного поля в различных системах единиц и из определения намагниченности и магнитной индукции:

$$\begin{aligned} \text{в СИ: } \mathbf{H} &= \mathbf{B}/\mu_0 - \mathbf{J}; \quad \mathbf{J} = \kappa \mathbf{H}; \quad \mathbf{B} = \mu \mu_0 \mathbf{H}; & \text{отсюда } \mu &= 1 + \kappa; \\ \text{в СГС: } \mathbf{H} &= \mathbf{B} - 4\pi \mathbf{J}; \quad \mathbf{J} = \kappa \mathbf{H}; \quad \mathbf{B} = \mu \mathbf{H}; & \text{отсюда } \mu &= 1 + 4\pi \kappa. \end{aligned}$$

Здесь μ_0 – магнитная постоянная, $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ Гн/м, часто называемая магнитной проницаемостью вакуума. Вместе с диэлектрической постоянной ϵ_0 , $\epsilon_0 = 0,885 \cdot 10^{-11}$ Ф/м ($1/4\pi\epsilon_0 = 9 \cdot 10^9$ м/Ф), они заменяют мировую постоянную в системе СГС – скорость света в вакууме c ; $c = (\epsilon_0\mu_0)^{-1/2}$. Магнитная проницаемость в обеих системах выражается одинаковыми безразмерными числами, так как она имеет относительный смысл: магнитной проницаемости конкретного материала по сравнению с проницаемостью вакуума. Единицы k в СИ в 4π раз меньше, чем в СГС, а численное выражение магнитной восприимчивости в СИ – в 4π раз больше ($k_{СИ} = 4\pi k_{СГС}$).

Магнитная восприимчивость минералов и горных пород определяется, за небольшими исключениями (о них – позже), содержанием ферромагнитных минералов переходных металлов, в основном – группы железа, и в первую очередь – самого железа как наиболее распространенного из переходных металлов.

Ферромагнетизм имеет следующие свойства.

1. Он создается спиновыми магнитными моментами валентных электронов, что однозначно определяется при измерениях гироманитного отношения $\gamma_s = e/m_e = 1,759 \cdot 10^{11}$ Кл/кг (e и m_e – заряд и масса электрона соответственно).

2. Имеется три уровня магнитного упорядочения:

а) параллельная ориентация магнитных моментов валентных электронов, энергетически выгодная, вопреки правилу Хунда, приводящая к взаимной компенсации магнитных полей антипараллельно ориентированных магнитных моментов электронов у диа- и парамагнетиков;

б) упорядочение направлений магнитных моментов атомов в кристаллической решетке (рис. 1), по которому различают:

– *собственно ферромагнетики* – с параллельной ориентацией магнитных моментов всех атомов,

– *антиферромагнетики* – с двумя подрешетками равных по модулю и противоположно ориентированных магнитных моментов,

– *ферримагнетики (ферриты)* – с противоположно ориентированными разными по модулю магнитными моментами подрешеток,

– *слабые ферромагнетики* – с ориентированными под разными углами магнитными моментами подрешеток, атомных плоскостей;

в) доменная структура ферромагнитных материалов, согласная ориентация намагниченности в небольших ($\sim 10^{-3}$ м с границами шириной $\sim 10^{-6}$ м) частях ферромагнитных тел – доменах (рис. 2).

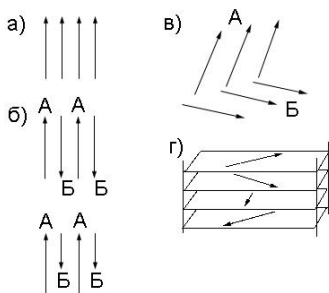


Рис. 1. Ориентация магнитных моментов атомов в решетке ферромагнетика

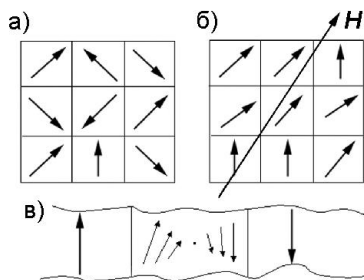


Рис. 2. Домены в ферромагнетиках: а) в слабом поле; б) в сильном поле; в) доменная стенка

3. Намагничивание требует энергетических затрат. Известны три механизма намагничивания, подменяющие друг друга во времени или с увеличением напряженности намагничивающего поля:

а) смещение доменных стенок, что приводит к росту доменов с ориентацией магнитных моментов, близкой к направлению намагничивающего поля и к сокращению размеров противоположно ориентированных магнитных моментов доменов;

б) повороты доменов до наилучшего совпадения их магнитных моментов с направлением намагничивающего поля;

в) парапроцесс – усиление согласованности магнитных моментов атомов в кристаллической решетке за счет преодоления магнитной силой взаимодействия магнитных моментов друг на друга, нарушающих параллельную ориентацию, и влияния тепловых колебаний атомов в решетке.

Эти процессы объясняют гистерезис намагниченности (рис. 3).

Кривые гистерезиса характеризуются двумя параметрами: J_n – намагниченностью насыщения и H_c – коэрцитивной силой (полем противоположного знака, которое требуется для снятия намагниченности). По этим параметрам различают магнитомягкие материалы, применяемые для измерения магнитных полей и в датчиках магнитной ориентации, и магнито жесткие материалы, к числу которых относятся ферромагнитные минералы.

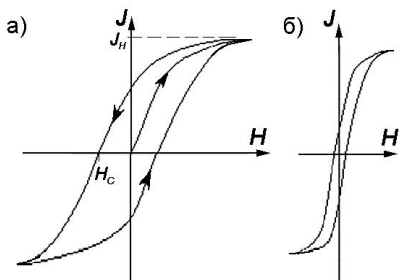


Рис. 3. Гистерезис намагниченности: а) магнитожестких материалов; б) магнитомягких материалов

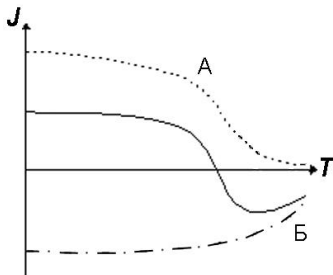


Рис. 4. Связь намагниченности и температуры ферромагнетиков с разными тепловыми свойствами

Намагниченность насыщения у магнитомягких материалов достигается в основном за счет смещения доменных стенок, а у магнитожестких – за счет поворота доменов. Второй механизм требует большей энергии, и магнитожесткие вещества могут быть постоянными магнитами. Отметим, что параметры гистерезиса – это характеристики не только материала, но и способа намагничивания.

4. Намагниченность изменяется с температурой. Эта зависимость нелинейная, различная у разных ферромагнетиков. Две подрешетки ферромагнетика часто имеют разные температурные кривые намагниченности. Тогда суммарная намагниченность меняет знак при изменении температуры (рис. 4). У всех ферромагнетиков намагниченность скачком уменьшается на несколько порядков при нагревании выше определенной для каждого вещества температуры (точки Кюри для ферромагнетиков и точки Нееля для антиферромагнетиков). Это точки магнитного фазового перехода (2-го рода), в которых разрушается ферромагнитная упорядоченность на электронном уровне. В таких переходах скачком меняются вторые производные термодинамического потенциала (свободной энергии) Гиббса $G(T, P, H)$: сжимаемость $\beta = \partial^2 G / \partial P^2 = \partial V / \partial P$ (V – удельный объем), теплоемкость $c = \partial^2 G / \partial T^2 = \partial Q / \partial T$ (Q – скрытая теплота), магнитная восприимчивость $\kappa = \partial^2 G / \partial H^2 = \partial J / \partial H$ (J – намагниченность). Вещество становится парамагнитным с увеличением температуры.

5. В ферромагнитных материалах намагниченность зависит от механических напряжений (пьезо- или тектономагнетизм) и, наоборот, их намагничивание изменяет объем и форму тел (магнитост-

рикция). Эти проявления магнитоупругого взаимодействия используются в технике больше, чем в геофизике. Есть предпосылки и получены данные о возможности использования вариаций магнитного поля, обусловленных изменениями напряженно-деформированного состояния земной коры в сейсмоактивных зонах, в целях прогноза времени землетрясений.

6. Намагниченность ферромагнетиков зависит от формы тела. На тело всегда действует собственное магнитное поле, направленное противоположно намагничивающему полю и создающее эффект размагничивания. Для тела конкретной формы

$$\mathbf{J} = \kappa\mathbf{H}/(1 + \kappa N) = \kappa'\mathbf{H}, \quad (2)$$

где N – коэффициент размагничивания. Он максимален для тонкого пласта, намагниченного по нормали к его поверхности, $N = 2$ (в СИ), для шара $N = 1/3$, для цилиндра с намагничиванием перпендикулярно к образующей $N = 1/2$, длинный цилиндр с намагничиванием по образующей имеет $N \rightarrow 0$. Величина κ' имеет смысл магнитной восприимчивости тела конкретной формы в отличие от объемной магнитной восприимчивости κ . Формулу (2) можно трактовать иначе: не вводить понятие магнитной восприимчивости тела, а считать поле в нем суммой внешнего и размагничивающего полей.

7. Намагниченность изменяется со временем и зависит от магнитной истории породы или тела. Причин магнитного старения довольно много: оно может быть самопроизвольным, вызываться действием постоянных и переменных магнитных полей, температуры, радиации, механических воздействий. Разные виды намагниченности имеют неодинаковую стабильность. Введено специальное понятие магнитной вязкости для характеристики запаздывания во времени намагниченности от изменений напряженности поля; есть несколько квантово-физических моделей ее природы.

Виды намагниченности, как можно заключить исходя из свойств ферромагнетизма, довольно многообразны. В магниторазведке обычно выделяют только индуктивную \mathbf{J}_i и остаточную \mathbf{J}_r намагниченность без уточнения природы последней: нужны лишь значения и направления той и другой. Но в палеомагнитологии требуется полное представление о механизмах намагничивания горных пород;

для изучения первичной остаточной намагниченности нужно исключить все виды последующей намагниченности.

Намагничивание горных пород геомагнитным полем в естественных условиях происходит при определенных температурных условиях в присутствии механических напряжений, с фазовыми, а иногда и химическими преобразованиями вещества. Этот сложный процесс можно разделить на составляющие виды намагниченности.

Намагниченность постоянным магнитным полем при постоянных значениях давления и температуры, называемая *нормальной* или *изотермической*, по своей природе является индуктивной, но может быть давней, т. е. остаточной; она нестабильна при нагревании. Добавление к постоянному магнитному полю переменного создает более интенсивную намагниченность, называемую *идеальной*; ее применяют в качестве одного из способов магнитной чистки при подготовке образцов к палеомагнитным измерениям. *Вязкой* называют намагниченность, уменьшающуюся со временем в результате действия релаксационных процессов.

Термоостаточная намагниченность J_n образуется при остывании горных пород с ферромагнитными компонентами ниже температуры Кюри или Нееля. Это главный вид остаточной намагниченности магматических пород как объектов палеомагнитологии. Она весьма стабильна; необходимое для ее снятия поле (термокоэрцитивная сила) может в несколько раз превышать по напряженности земное.

Ориентационная остаточная намагниченность $J_{го}$ осадочных пород возникает при осаждении мелких, часто однодоменных частиц с ориентацией их магнитных моментов в геомагнитном поле. Эта намагниченность, как правило, слабоинтенсивная и не очень стабильная, но она наиболее интересна в палеомагнитных исследованиях ввиду широкого распространения и невысокой степени дислоцированности ее носителей – терригенных осадочных пород.

Химическая остаточная намагниченность $J_{гс}$ образуется в осадочных породах в результате химических изменений: новообразования окислов железа, раскristаллизации, дегидратации железосодержащих минералов; она обнаруживается у некоторых карбонатных пород, бокситов, осадочных железных руд. Химической в большинстве своем является природа изменений магнитных свойств горных пород в процессах метаморфизма.

Одной из важных характеристик магнитных свойств горных пород является отношение абсолютных значений остаточной и индуктивной намагниченности, называемое отношением или фактором Q (Кенигсбергера): $Q = J_r/J_i$. Если для объектов магниторазведки можно гарантировать малую величину этого фактора, $Q < 0,2$, то не нужно специально определять направление намагниченности, особенно для не сильно магнитных пород и руд, так как индуктивная намагниченность направлена по современному полю.

Измерения магнитных свойств пород

Магнитные свойства горных пород измеряются в лабораторных условиях по предварительно отобраным в поле образцам, в обнажениях и горных выработках в естественном залегании, определяются посредством каротажа скважин, а также по материалам интерпретации магнитных аномалий на участках параметрических наблюдений. В целях магниторазведки измеряют магнитную восприимчивость, реже – остаточную намагниченность (и фактор Q), температуру Кюри. При палеомагнитных исследованиях определяют стабильность намагниченности, температуру Кюри, намагниченность насыщения, коэрцитивную силу, величину и направление естественной остаточной намагниченности (после необходимых магнитных чисток).

Основными методами измерения магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности являются:

а) *магнитометрический* метод, в котором изучается пространственное распределение магнитного поля, создаваемого образцом при различной ориентировке по отношению к земному полю или при компенсации геомагнитного поля с помощью полей системы кольцевых токов (колец Гельмгольца);

б) *индукционный* метод, в котором непосредственной мерой измеряемой величины служит ЭДС в катушках с помещенными внутрь образцами (и без них) или в катушках, вращающихся относительно образца. Конкретные приборы здесь не рассматриваются.

Магнетизм минералов и руд железа

Физика магнитных явлений в настоящее время способна предсказать магнитные свойства материалов по их структуре; это относится

и к горным породам. Однако такой подход не оптимален: он требует глубокого изучения структурных характеристик вещества, что недоступно в геофизических исследованиях. С другой стороны, измерения магнитных свойств горных пород не представляют затруднений даже при большом числе образцов. Приведенные выше представления о природе магнетизма горных пород и характеристику факторов, определяющих закономерности распределения магнитных свойств различных горных пород, следует дополнить эмпирическими данными для наиболее распространенных минералов, горных пород и руд, которые вызывают аномалии геомагнитного поля.

В таблице 1 приведены значения магнитной восприимчивости и температуры Кюри T_c наиболее распространенных минералов железа (для общности здесь и далее не различаются температуры Кюри и Нееля). Индексами у названий минералов указан вид ферромагнетизма: ^f – ферримагнетики, ^a – антиферромагнетики. Таблица содержит также значения плотности; они понадобятся дальше, в обсуждении необходимости и возможности комплексирования магнитометрии и гравиметрии при разведке железорудных месторождений. Обращает на себя внимание следующее:

1. В таблице нет собственно ферромагнетиков. К ним относится самородное железо α -Fe, часто с примесью Ni (около 2 %), $\kappa \approx 5 \cdot 10^3$, $T_c = 769$ °C, $\sigma = 7,9$ г/см³; его месторождение есть в Гренландии. В эту же группу входят редко встречающиеся ферромагнетики: никель теллурический (Ni, Fe), когенит Fe₃C.

2. Наиболее магнитным является яkobсит, распространенный минерал скарновых и гидротермальных железорудных и марганцевых месторождений, но сам руд не образующий.

Большинство минералов, перечисленных в табл. 1, встречаются в качестве основных компонентов железных руд: магнетит, титаномагнетит, магномагнетит, гематит, гетит (входит в состав лимонита), сидерит. Ильменит – важнейшая титановая руда, хромит – единственная руда хрома, халькопирит – медная руда, пирротин используется в производстве серной кислоты. Для поисков этих руд важны прежде всего их ферромагнитные свойства.

Таблица 1

Магнитные свойства минералов железа

Название, формула	κ, ед. СИ	T_c , °С	σ, г/см ³
Магнетит ^f , FeFe ₂ O ₄	0,8–25	578	5,1
Титаномагнетит ^f , (Ti,Fe)Fe ₂ O ₄	10 ⁻⁴ –1	-100–578	4,9
Магномагнетит ^f , (Mg,Fe)Fe ₂ O ₄	0,2–20	310–578	4,7
Маггемит ^f , γ-Fe ₂ O ₃	4–25	583	4,9
Гематит ^a , α-Fe ₂ O ₃	10 ⁻⁴ –10 ⁻³	678	5,2
Гетит ^a , α-FeO(OH)	10 ⁻⁴ –1	94	4,3
Якобсит ^f , MnFe ₂ O ₄	200–500	310	5,0
Ильменит ^a , FeTiO ₃	10 ⁻⁵ –10 ⁻³	-205–678	4,7
Хромит ^f , FeCr ₂ O ₄ * ^f	10 ⁻⁴ –10 ⁻²	-190–578	4,6
Халькопирит ^a , CuFeS ₂	10 ⁻⁵ –10 ⁻⁴	552	4,2
Пирротин ^f , Fe ₇ S ₈	10 ⁻² –1,5	320	4,5
Сидерит ^a , FeCO ₃	(1–4)·10 ⁻³	-235	4,0

* Указан крайний член ряда (Mg, Fe²⁺)(Cr, Al, Fe³⁺)₂O₄

Таблица 2

Магнитные свойства и плотность железных руд

Железные руды	Fe, %	κ, ед. СИ	Q	σ, г/см ³
Магнетитовые кварциты, КМА	30–35	0,5–4,5	0,5–2	3,4–3,7
Магнетитовые скарны, Горная Шория, Урал, Тургай	25–35 35–50 50–60	0,5–2,5 1–5 3–10	0,2–0,5 0,2–0,6 0,3–0,8	3,3–3,6 3,5–4,2 4,0–4,5
Титаномагнетит, Урал	15–18	0,5–2	0,4–1	3,1–3,3
Магномагнетит, Ангара – Илим	30–40 40–55	0,8–4 3–6	1–8 4–20	3,3–3,7 3,6–4,0
Лимонит, КМА, Кривой Рог	50–60	1–2,5	0,5–2	3,5–4,0

Многие железные руды имеют магнитную восприимчивость, тесно связанную с содержанием железа, что позволяет использовать данные магниторазведки не только при поисках залежей, но и в процедуре подсчета запасов. Примеры магнитных свойств железных руд приведены в табл. 2.

Магнитными являются рудные залежи многих металлов, но обычно не вследствие собственной намагниченности главных рудных минералов, а из-за присутствия минералов железа. Ниже перечислены основные объекты такого рода, для поисков которых эффективно используется магниторазведка, часто в комплексе с гравиразведкой и электроразведочными методами профилирования.

Этими объектами являются:

а) медно-никелевые сульфидные руды, которые в зависимости от концентрации магнетита и пирротина могут иметь в среднем относительно небольшую магнитную восприимчивость (порядка 10^{-4}) и весьма значительную (порядка 1 и более);

б) залежи бокситов, обычно содержащие вместе с гидроокислами алюминия окислы железа;

в) полиметаллические месторождения, в которых обычно имеется пирротин;

г) залежи хромитов, более магнитные, чем рудный минерал, в связи с наличием магнетита.

Присутствие в кимберлитах ильменита, хромита, реже – магнетита создает предпосылки использования магниторазведки при поисках кимберлитовых трубок. Магнетит часто присутствует в серпентинитах, приводя к повышенной намагниченности залежей асбеста.

Оловорудные месторождения иногда содержат ферромагнитные магнетит, пирротин и имеют повышенную намагниченность залежей, в других случаях (в пегматитах) диамагнитный касситерит имеет отрицательную намагниченность и может быть обнаружен среди слабо намагниченных магматических и метаморфических пород.

Большинство породообразующих минералов являются диамагнитными или парамагнитными. Минералы, не содержащие железа, как правило, диамагнитные. Кварц и полевые шпаты имеют магнитную восприимчивость от 0 до $-2 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Такие же значения имеют корунд, флюорит, апатит, топаз, циркон, барит и многие другие. Минералы с переходными металлами в кристаллической решетке в обычных условиях земной коры парамагнитные, так как их точ-

ки Кюри лежат в области низких температур ($T_c < 0$). Это слюды – биотит, флогопит, глауконит, мусковит ($10^{-6} < k < 10^{-4}$). В эту же группу входят оливин, пироксены, роговая обманка ($10^{-4} - 10^{-3}$, иногда больше, в зависимости от относительного содержания железа, хрома, никеля и марганца).

Закономерности распределения магнитных свойств пород

Магнитная восприимчивость *магматических пород* имеет широкий диапазон значений – от 10^{-5} до десятых долей ед. СИ, в зависимости от состава породы. Главный фактор химического состава магматических пород, по которому они классифицируются (в форме процентного содержания окислов), относительное количество SiO_2 и MgO не оказывает сколько-нибудь заметного влияния на магнитные свойства, как и главные черты минералогического состава (породообразующие минералы), их фазовое состояние, кристаллическая структура и ее дефекты. Магнитные свойства определяются исключительно содержанием ферромагнитных минералов, прежде всего минералов железа. Другое дело, что содержание этих минералов в качестве аксессуарных (их называют темноцветными), обнаруживает отчетливую отрицательную корреляцию с содержанием SiO_2 и, напротив, положительную с MgO , т. е. с основностью горных пород. Эта закономерность статистическая; во всех группах пород (кислых, средних, основных и ультраосновных) есть слабомагнитные разности с $k < 10^{-4}$ ед. СИ, и вероятность их обнаружения повышается от основных пород к кислым. Сильномагнитные разности более вероятны у основных пород. Неизменные ультрабазиты в среднем менее магнитны, чем основные породы, из-за преобладающего вхождения железа в кристаллическую решетку оливина и пироксенов, тогда как в габброидах и в диоритах оно находится в аксессуарных окисных минералах, которые, как видно из табл.1, отличаются большими значениями магнитной восприимчивости. Во всех группах пород измененные разности (процессами метаморфизма, выветривания) обнаруживают, но тоже статистически, более высокую магнитную восприимчивость. В этом отношении гипербазиты не являются исключением, напротив, повышение магнитности в измененных разностях у них отчетливее, чем у других пород.

Перечисленные закономерности можно резюмировать так: в ряду граниты – диориты – габбро с повышением основности растут средние, модальные и максимальные значения магнитной восприимчивости (минимальные значения этой тенденции не обнаруживают), а также степень ее повышения в измененных разностях.

Не выявлено существенной зависимости магнитной восприимчивости от возраста пород в широком диапазоне – от архея до кайнозоя. Для ультрабазитов известна некоторая зависимость магнитной восприимчивости от генезиса и структурного положения: в складчатых зонах неизменные альпинотипные гипербазиты довольно слабо магнитны: $k = 10^{-4} - 10^{-2}$ ед. СИ, что связано с малым содержанием ферромагнитных окислов железа, которое входит преимущественно в состав силикатов; большинство гипербазитов платформенных областей (Балтийский, Украинский, Алданский щиты) относится к типу гипабиссальных интрузий с магнетитом и титаномагнетитом, что приводит к значениям k порядка $10^{-2} - 10^{-1}$ ед. СИ. Как уже говорилось, широко развитые по гипербазитам процессы серпентинизации повсеместно ведут к увеличению магнитной восприимчивости до $n \cdot 10^{-2}$ и даже до n ед. СИ.

По многим интрузивным комплексам выявлено повышение магнитной восприимчивости средних и основных пород ранних фаз внедрения по сравнению с последующими фазами. Это находит объяснение в закономерностях фракционирования магм: большинство фемических силикатов и минералов-ферромагнетиков кристаллизуются в начальные фазы становления интрузивных массивов. С этим же связана минералогическая и магнитная зональность гранитоидных массивов «пестрого состава» типа Улень-Туимского батолита в Кузнецком Алатау.

Основные и средние интрузивные породы (габбро, диориты) имеют большое и неравномерное содержание магнетита и титаномагнетита, до 2–6 %. Этим объясняется разброс значений магнитной восприимчивости – от 10^{-4} до 10^{-1} ед. СИ. Это отмечается не только для разных интрузивных массивов, но и в пределах одного тела, часто на характерных расстояниях менее 1 м. Метаморфизм и выветривание этих пород ведут иногда к разложению магнетита и титаномагнетита с уменьшением магнитной восприимчивости.

Граниты, гранодиориты и сиениты довольно часто менее магнитны, чем вмещающие их вулканогенные и метаморфические породы.

Практически не магнитны плагиограниты, многие граниты фаз завершающей складчатости. Постскладчатые гранитоиды магнитны примерно на уровне средних пород, они имеют магнитную восприимчивость порядка 10^{-4} . Среди пород формации батолитов «пестрого состава» слабомагнитными являются граниты поздней генерации, слагающие внутренние зоны массивов.

Для всех интрузивных пород характерны относительно небольшие значения фактора Q : они обычно не превышают 0,5, у гранитоидов, как правило, меньше этой величины, габброиды иногда имеют значения Q до 0,7–1,0, редко больше.

Обобщенная зависимость магнитной восприимчивости интрузивных пород всех типов от концентрации ферромагнитных минералов показана на рис. 5. В области концентраций до 10^{-4} корреляции между k и $C_{\text{фм}}$ нет, значения k группируются на уровне 10^{-5} – 10^{-4} . При более высокой концентрации ферромагнитных минералов появляется и становится более отчетливой с ростом $C_{\text{фм}}$ прямая зависимость k от $C_{\text{фм}}$ со средним наклоном линии регрессии (в пересчете с логарифмического масштаба) примерно 10^{-3} , зависимость эта имеет вид

$$k = 1,3 \cdot 10^{-3} C_{\text{фм}}$$

Для эффузивных разностей магматических пород выявлены, в

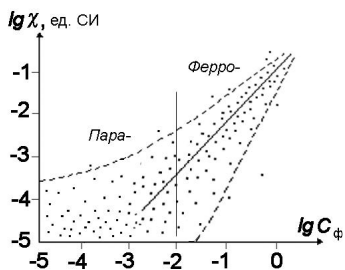


Рис. 5. Зависимость магнитной восприимчивости горных пород от концентрации минералов-ферромагнетиков

общем, те же закономерности распределения магнитных свойств; отличие состоит в несколько более широком разбросе значений магнитной восприимчивости для всех типов пород. Существенно различие магнитной неоднородности эффузивов покровных, пирокластических и экструзивных фаций: первые намагничены сравнительно равномерно, наибольшую неоднородность обнаруживают пирокластические породы – конгломераты, брекчии, туфы.

Осадочные породы в большинстве своем менее магнитны, чем магматические. Практически немагнитными являются карбонатные породы, лишь мергели с большим содержанием глинистого материала обнаруживают некоторую намагниченность, их k обычно

меньше 10^{-4} ед. СИ. Для магниторазведки они не являются объектами поисков не только из-за малой намагниченности, но и по особенностям структуры: пластовые или линзовидные тела не создают заметных аномалий. Главные породообразующие минералы осадочных пород: кварц, полевые шпаты, кальцит, доломит, гипс, ангидрит, галит и другие – диамагнетики или парамагнетики; к числу ферромагнитных относятся только акцессорные минералы осадочных пород: магнетит, гематит, гетит и некоторые другие гидроокислы железа, которые могут присутствовать в терригенных осадочных породах. Именно акцессорные минералы определяют магнетизм осадочных пород, а так как их содержание невелико, даже малые его вариации приводят к изменениям магнитной восприимчивости в пределах от 10^{-5} до 10^{-3} ед. СИ для глин, аргиллитов, алевролитов и песчаников независимо от возраста и структурного положения. Эти вариации наблюдаются по каждой литологической группе пород. Повышенные значения магнитной восприимчивости песчаников и алевролитов отмечаются вблизи источников сноса и обусловлены большей плотностью зерен ферромагнитных минералов и, следовательно, меньшей подвижностью в потоках, переносящих терригенный материал при формировании осадочных пород.

Изменение магнитной восприимчивости в осадочных породах может быть следствием окислительно-восстановительных процессов в различных ферромагнитных минералах под действием флюидов нефтяных и газовых залежей, с чем связываются возможности применения магниторазведки в задаче прямых поисков месторождений нефти и газа. В зоне восстановления над залежью под действием углеводородов, азота и сероводорода магнетит, другие ферромагнитные минералы железа частично переходят в растворимые формы, которые выносятся к краям зоны над залежью, создавая здесь повышенную намагниченность. В крыльях нефтегазоносных структур при складкообразовании под действием подвижек в фундаменте образуются зоны повышенной проницаемости, в них более резко меняются магнитные свойства пород. Края залежи, поэтому, могут фиксироваться каймой характерных, хотя и слабоинтенсивных магнитных аномалий, являющихся важным поисковым признаком.

Каменная соль является диамагнетиком. С соляными куполами, внедрившимися в эффузивные или терригенные толщи, могут быть связаны отрицательные магнитные аномалии. Это важный поиско-

вый признак соляных куполов. Если соляной шток прорвал пласты основных эффузивов и вынес обломки вверх, то это создало мозаичную внутреннюю структуру таких аномалий, позволяющую надежно определять их геологическую природу.

Метаморфические породы обнаруживают зависимость магнитных свойств от состава исходной породы и химических преобразований ее в метаморфическом процессе. Исходными породами бывают магматические и осадочные, и не всегда по структуре и свойствам метаморфических образований удается надежно их разделить (например, парагнейсы и ортогнейсы, произошедшие за счет осадочных и магматических пород, соответственно). Как правило, метаморфизм немагнитных осадочных пород не приводит к появлению магнитных разностей, но исключения имеются: это магнетитовые скарны на контактах высокотемпературных интрузий с карбонатными породами. Мраморы и кристаллические известняки остаются диамагнитными. Парাপороды содержат преимущественно парамагнитные минералы и мало отличаются по магнитным свойствам от исходных пород. Ортопороды магнитны в разной степени: среди сланцев и гнейсов повышенной магнитной восприимчивостью отличаются серицитовые сланцы, $k \sim 10^{-2}$ ед. СИ, амфиболовые и пироксеновые гнейсы, $k \sim 10^{-3} - 10^{-2}$ ед. СИ, амфиболиты (до $n \cdot 10^{-2}$) и железистые кварциты (0,01–10).

Процессы метаморфизма терригенных пород, содержащих ферромагнитные акцессорные минералы, вызывают перераспределение этих минералов и их концентрацию в виде залежей.

Высокотемпературный метаморфизм: контактовый и высокие фации (гранулитовая, эклогитовая) регионального метаморфизма, в сущности, перемагничивает горные породы. Автометаморфизм, гидротермальные, метасоматические процессы приводят к довольно контрастным изменениям магнитных свойств. Например, изменения магнитной восприимчивости (и плотности) при серпентинизации и дальнейшей карбонатизации ультраосновных пород весьма значительны. Метаморфизм ферромагнитных минералов ведет к росту магнитной восприимчивости за счет разложения железосодержащих силикатов с образованием магнетита, но может и уменьшаться (при серицитизации и хлоритизации средних и основных пород).

ПЛОТНОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД

Определение и способы измерения плотности

Плотность является важнейшим параметром состояния вещества, и закономерности распределения плотности минералов и горных пород в этом качестве нужны в геофизике не меньше, чем в роли определяющего свойства для гравиметрического метода разведки.

В естественном залегании пород их плотность (σ) есть отношение полной массы (m) к полному объему (V) тела (выделенной части среды), которые включают твердую матрицу породы, жидкую и газовую фазы в поровом пространстве:

$$\sigma = m/V = (m_{\text{т}} + m_{\text{ж}} + m_{\text{г}})/(V_{\text{т}} + V_{\text{ж}} + V_{\text{г}}), \quad (3)$$

где индексы т, ж, г относятся к массе и объему твердой, жидкой и газообразной фаз соответственно. Массой газов можно пренебречь, $m_{\text{г}} \approx 0$. $V_{\text{т}} + V_{\text{ж}} = V_{\text{п}}$ – объем порового пространства, его отношение к полному объему называется коэффициентом пористости: $K_{\text{п}} = V_{\text{п}}/V$. Минеральная плотность (твердой фазы) $\sigma_{\text{м}} = m_{\text{т}}/V_{\text{т}}$, плотность сухой породы

$$\sigma_{\text{с}} = m_{\text{т}}/V = \sigma_{\text{м}}(1 - K_{\text{п}}), \text{ тогда } \sigma = \sigma_{\text{с}} + \sigma_{\text{ж}}K_{\text{п}}, \quad (4)$$

где $\sigma_{\text{ж}}$ – плотность жидкости в поровом пространстве. Общая пористость осадочных пород довольно велика. Вблизи поверхности она достигает 0,2–0,4, а на глубинах 5–6 км под давлением вышележащих пород уменьшается до уровня пористости минералов, 10^{-3} – 10^{-2} . Магматические и метаморфические породы имеют большие значения пористости в корках выветривания, до 0,2, а у неизмененных пород она редко превышает первые проценты ($n \cdot 10^{-2}$). В гравиразведке такие величины не учитывают. Для плотности не имеют большого значения различия общей и эффективной пористости, степень связности порового пространства, кроме специальных задач моделирования гравитационных эффектов перераспределения газа в залежах для гравиметрического контроля разработки месторождений и режима эксплуатации подземных газохранилищ.

Далее пойдут числовые данные, и надо договориться о единицах измерения. В нормативной для учебной литературы системе СИ плотность выражается в килограммах на кубический метр ($\text{кг}/\text{м}^3$), а значения плотности геологических объектов вынуждают записывать их с множителем 10^3 . В единицах СГС значения плотности более удобны, например, $\sigma = 2,7 \text{ г}/\text{см}^3$; в СИ это равно $2,7 \cdot 10^3 \text{ кг}/\text{м}^3$. В геофизике сохранены некоторые традиционные единицы (внесистемные по отношению к СИ). Для плотности это единица СГС ($\text{г}/\text{см}^3$).

Приводимые ниже значения плотности минералов и горных пород относятся к обычным условиям: нормальному атмосферному давлению и температуре 20°C , если иное не оговорено специально.

Значения плотности флюидов в поровом пространстве горных пород таковы: наиболее распространены минерализованные воды с плотностью $1,0\text{--}1,2 \text{ г}/\text{см}^3$; плотность нефти изменяется при разном составе фракций от $0,5$ до $1,0 \text{ г}/\text{см}^3$. Плотность воздуха в условиях атмосферного давления равна $0,0012 \text{ г}/\text{см}^3$, природного газа в зависимости от состава углеводородов $0,0006\text{--}0,002 \text{ г}/\text{см}^3$, но под давлением, например, 70 МПа (на глубине 2 км) плотность газов (и воздуха) достигает $0,2 \text{ г}/\text{см}^3$.

Плотность горных пород измеряется в лабораторных условиях по образцам из обнажений или керна скважин, прямо в скважинах методами гравиметрического и ядерного каротажа, а также в естественном залегании в пределах рельефа посредством полевых гравиметрических наблюдений.

Минеральная плотность измеряется взвешиванием раздробленной породы в пикнометре (сосуде с известным объемом) в жидкости известной плотности $\sigma_{\text{ж}}$ (вода, керосин, спирт). Из данных взвешиваний: абсолютно сухого пустого пикнометра, m_0 , затем пикнометра с сухой породой на $1/3$ объема, m_1 , и, наконец, с добавленной до стандартного объема к этой породе жидкостью, m_2 , — определяется минеральная плотность (сухой твердой фазы) $\sigma_{\text{м}}$ по формуле (массой воздуха пренебрегаем):

$$\sigma_{\text{м}} = (m_1 - m_0)\sigma_{\text{ж}} / (V\sigma_{\text{ж}} - m_2 - m_1). \quad (5)$$

Если неизвестны объем пикнометра V и плотность жидкости $\sigma_{\text{ж}}$, их можно определить предварительно путем таких же взвешиваний эталонной жидкости с известной плотностью.

Плотность σ_c сухих образцов пород измеряют гидростатическим взвешиванием на технических весах или денситометром (специальная конструкция весов для определения плотности). Главное в этой процедуре – предотвратить попадание воды в поры образца, для чего он парафинируется. Образец взвешивается без парафина и с ним, а затем в воде при стандартной температуре (значит, с известной плотностью σ_b). Плотность парафина считаем известной, по его массе можем вычислить добавленный парафином образцу объем. Магматические породы после высушивания взвешиваются без парафинирования, m_1 , а затем в воде, m_2 ; плотность определяем, не измеряя объем образца:

$$\sigma_c = m_1 \sigma_b / (m_1 - m_2). \quad (6)$$

Таким же образом определяется реальная плотность горных пород σ , если измерения проводятся сразу после отбора образцов из обнажений, пока не изменилось содержание флюидов в поровом пространстве. Впрочем, большинство магматических пород остаются неизменными в этом отношении довольно долго.

Гравиметрический метод определения плотности пород в скважинах состоит в следующем. Величина гравитационного ускорения g в двух точках в скважине, имеющих высотные отметки h_1 и h_2 (они могут отсчитываться от любого уровня, например от уровня моря), различается на $\Delta g_{21} = g_2 - g_1$, эта разность зависит от разности высот, а коэффициентом пропорциональности является вертикальный градиент гравитационного ускорения: $\Delta g_{21} = V_{zz}(h_2 - h_1)$. При измерениях в среде с плотностью σ градиент V_{zz} включает нормальный вертикальный градиент силы тяжести, V_{zz0} , и удвоенное притяжение слоя толщиной $(h_2 - h_1)$, $4\pi G \sigma (h_2 - h_1)$. Плотность получаем так:

$$\sigma = [V_{zz0}(h_2 - h_1) - \Delta g_{21}] / 4\pi G (h_2 - h_1). \quad (7)$$

Плотностной гамма-гамма-каротаж скважин использует корреляцию между плотностью пород σ и числом электронов в единице объема породы, от которого зависит степень ослабления рассеянного γ -излучения при облучении пород гамма-квантами.

Определения плотности в естественном залегании в пределах достаточно резко выраженных форм рельефа относится к числу параметрических измерений физических свойств в массивах горных

пород. Параметрические измерения имеют большое значение в геофизике, так как позволяют получить необходимую петрофизическую информацию в рамках геофизических методов, для чего специально выбираются участки наблюдений, измерительные схемы.

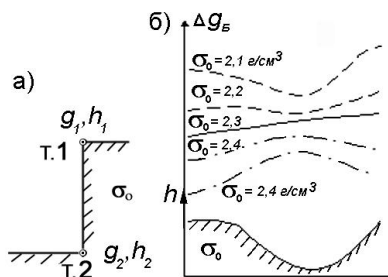


Рис. 6. Определение плотности горных пород в пределах рельефа: а) модель для формулы (8); б) способ Неттлтона

ми за высоту и притяжение рельефа)

$$\text{в точке 1: } \Delta g_{Б1} = g_1 + 2gh_1/R - 2\pi G\sigma h_1;$$

$$\text{в точке 2: } \Delta g_{Б2} = g_2 + 2gh_2/R - 2\pi G\sigma h_2.$$

Измеряются g_1 и g_2 , h_1 и h_2 ; R – радиус Земли. Формулы можно записать, подставив численные значения величин:

$$\Delta g_{Б1} = g_1 + 0,3086h_1 - 0,0419\sigma h_1; \Delta g_{Б2} = g_2 + 0,3086h_2 - 0,0419\sigma h_2.$$

Значения всех слагаемых даны в единицах 10^{-5} м/с² (в мГл), а плотность – в г/см³. По условию разность аномалий в этих двух точках равна нулю; остается одна неизвестная – плотность:

$$\sigma = [g_2 - g_1 + 0,3086(h_2 - h_1)]/0,0419(h_2 - h_1). \quad (8)$$

Конкретные алгоритмы этого метода могут быть разными в зависимости от форм рельефа и системы измерений. На рис. 6 б показана идея способа Неттлтона – подбора такой плотности, при которой аномалии $\Delta g_B(x)$ не коррелируют с рельефом $h(x)$.

Плотность химических элементов и минералов

Плотность простых веществ (химических элементов) зависит от их атомной массы, радиуса атома, а также температуры и давления. При постоянных P - T -условиях плотность имеет вполне конкретные значения, соответствующие изотопному составу.

Почти вся масса атома сосредоточена в ядре, на долю электронов приходится $\approx 1/2000$ полной массы атома. Масса ядра определяется массовым числом – суммарным количеством протонов и нейтронов: $M_{\text{я}} = (1,672 p + 1,675 n) \cdot 10^{-27}$ кг. Большая плотность ядра, 10^{14} г/см³, объясняется тем, что радиус ядра на 5 порядков меньше радиуса атома (10^{-15} м и 10^{-10} м) и объем ядра составляет 10^{-15} объема атома.

В периодической системе элементов имеет место закономерное изменение атомных радиусов, атомной массы, плотности и упругих свойств (рис. 7). Атомная масса растет с атомным номером, атомные радиусы в каждом периоде обнаруживают уменьшение к середине периода, и соответственно этому уменьшению растут плотность и скорости распространения упругих волн.

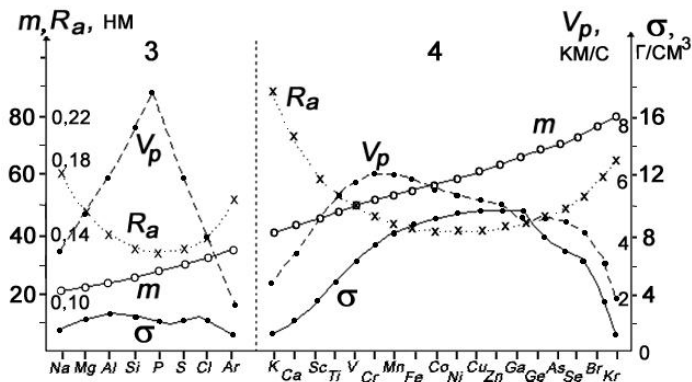


Рис. 7. Зависимость атомной массы, радиуса, плотности и упругих свойств элементов 3 и 4 периодов таблицы Д. И. Менделеева от порядкового номера элемента

Атомные радиусы элементов различны, в основном их значения находятся в интервале $(1,2-2,5) \cdot 10^{-10}$ м. Средний параметр решетки минералов обычно вдвое больше ионного радиуса, который, как

правило, много меньше атомного: у щелочных металлов их отношение составляет 0,5–0,7, у переходных металлов – 0,3–0,8, но зависит от валентности.

Элементы, входящие в соединения с противоположными по заряду зарядами ионов (C, N, O, P, S, Cl, F, Si), имеют на порядок отличающиеся ионные радиусы. Они в 2–5 раз меньше атомных радиусов для положительно заряженных ионов (анионов) и в 2–3 раза больше для отрицательных (катионов). Это означает, что плотность соединений больше средней плотности элементов. Относительное влияние массы и радиуса атомов на плотность иллюстрируется табл. 3 для чистых металлов.

Таблица 3

Плотность металлов

Металл	M_a	R_a , нм	σ , г/см ³
Na	23	0,189	0,97
Mg	24	0,160	1,74
Al	27	0,143	2,70
K	39	0,236	0,86
Ca	40	0,197	1,55
Cr	52	0,127	7,19
Mn	55	0,130	7,43
Fe	56	0,126	7,87
Ni	59	0,125	8,90
Cu	64	0,128	8,90
Rb	86	0,248	0,53
Ba	137	0,221	3,50
Pb	207	0,175	10,34

Обращает на себя внимание закономерность: литофильные элементы (Na, Mg, Al, Ca и другие) имеют более отчетливую зависимость плотности от атомного радиуса, а сидерофильные (Fe, Ni и другие), напротив, от атомной массы. Имеются элементы с примерно одинаковой степенью зависимости σ от этих атомных параметров, к ним, в частности, относятся все редкоземельные и многие халькофильные металлы (Cu, Au, Ag, Hg и другие). Такое же различие имеет место при использовании классификации элементов по А. Н. Заварицкому: у элементов горных пород (щелочных металлов, Al,

Si) плотность зависит от атомного радиуса, у переходных металлов – от атомной массы, а группа металлических элементов почти совпадает с халькофильными по классификации В. М. Гольдшмидта.

Плотность минералов определяется а) средней атомной массой составляющих их элементов, б) плотностью упаковки атомов в кристаллической решетке, которая зависит от строения электронных оболочек, преобладающего типа связей между атомами. Минералы с ионной и ковалентной связями, а их большинство, в том числе все породообразующие минералы, имеют плотность в относительно нешироком диапазоне значений от 2,2 до 4,5 г/см³. Рудные минералы с ковалентно-металлической связью обычно – плотные: от 3,5 до 5,5 г/см³ (отдельные еще больше: касситерит 7,0 г/см³, вольфрамит 7,2 г/см³), металлы: серебро 10,5 г/см³, золото 19,3 г/см³.

Породообразующие минералы имеют среднюю атомную массу, варьирующую в довольно узких пределах от 20 до 22,5 и редко выходящую за эти пределы. Среднее изменение плотности из-за атомной массы пород M_a составляет $\partial\rho/\partial M \approx 0,2$ г/(см³·а.е.м.). Этим можно объяснить различия плотности всего в 0,4 г/см³. Реально они много больше, что предполагает влияние более сильного фактора. Им является кристаллическая структура минералов, плотность упаковки атомов в решетке. В чистом виде влияние атомной массы и плотности упаковки кристаллической решетки на плотность минералов видно на примерах изоморфных рядов и полиморфных модификаций минералов соответственно. Наиболее важный пример изменения плотности при изовалентном изоморфизме – оливины: замещение Mg²⁺ на Fe²⁺ приводит к увеличению плотности от 3,2 г/см³ у форстерита Mg₂SiO₄ до 4,4 г/см³ у фаялита Fe₂SiO₄, и это увеличение линейно меняется в зависимости от относительного содержания железа [Fe]/[Mg+Fe]. Другой пример – изменение плотности плагиоклазов при гетеровалентном изоморфизме (Ca²⁺ и Al²⁺) на (Na⁺ Si⁴⁺), линейно растущее от 2,6 г/см³ у альбита до 2,76 г/см³ у анортита. Пара микроклин KAlSi₃O₈ и анортит CaAlSi₂O₈ показывает увеличение плотности от 2,55 г/см³ до 2,76 г/см³ при изоморфизме Ca ↔ K. Это явление (изоморфизм) имеет место при близости атомных радиусов, параметры решетки в изоморфных рядах почти не меняются. Изменения плотности минералов в таких рядах определяются в основном атомной массой.

Полиморфные переходы – изменения кристаллической структуры минералов в соответствующих P-T-условиях – важны для глубоких горизонтов коры и мантии Земли. Однако полиморфизм минералов встречается и на земной поверхности. Покажем наиболее яркие примеры полиморфизма. Углерод: у графита плотность $2,2 \text{ г/см}^3$, у алмаза – $3,6 \text{ г/см}^3$. Кварц: плотность тридимита – $2,27 \text{ г/см}^3$, кристобалита – $2,38 \text{ г/см}^3$, α -кварца – $2,65 \text{ г/см}^3$, коэзита – $3,01 \text{ г/см}^3$, стишовита – $4,28 \text{ г/см}^3$. Оливин (при $[\text{Fe}]/[\text{Mg}+\text{Fe}] = 0,13$): α -фаза – $3,25 \text{ г/см}^3$, со структурой шпинели – $3,55 \text{ г/см}^3$, со структурой перовскита – $3,90 \text{ г/см}^3$. Аналогичные трансформации известны в пироксенах. На рис. 8 приведены линии фазовых равновесий для некоторых составов в P-T-координатах. Отметим, что большинство переходов вызывается повышением давления, но его значения на фазовых границах и глубина этих границ зависят от температуры.

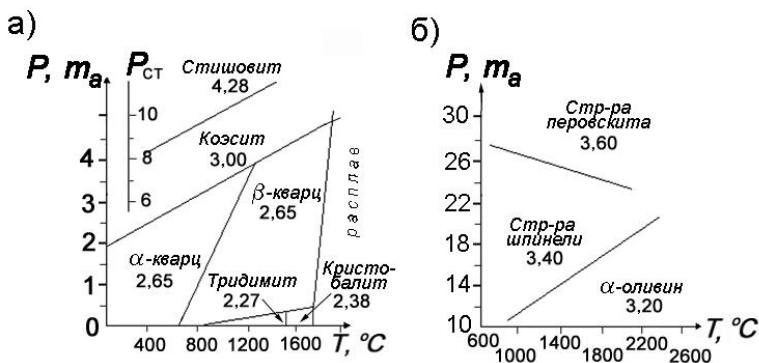


Рис. 8. Схематизированные фазовые диаграммы и значения плотности фаз кварца (а) и оливина (б)

Влияние кристаллической структуры на плотность минералов группы силикатов видно при сравнении значений плотности минералов с различной организацией ансамблей тетраэдров SiO_2 . Увеличение плотности идет в направлении от низкоплотных каркасных силикатов (полевых шпатов) к слоистым (серпентин), далее – ленточным (роговая обманка), цепочечным (пироксены), а наиболее плотными являются островные силикаты (оливин, гранаты).

Глубокий метаморфизм основных пород (габбро) в условиях высоких давлений в нижней литосфере приводит к образованию плотноупакованных структур эклогитов – ассоциации клинопироксенов

(омфацит) с гранатами (пироп, альмандин). Поэтому эклогиты имеют плотность (3,4–3,6 г/см³), что на 15–20 % выше, чем у габбро.

Изменения плотности минералов за счет дефектов кристаллической решетки (вакансий, примесных атомов, дислокаций) в нормальных условиях невелики, порядка 5–7 %. Несколько больше влияние открытой пористости и трещиноватости, до 10 % в зоне гипергенеза, но даже на небольшой глубине под земной поверхностью роль этих факторов существенно снижается.

Плотность магматических пород

Магматические породы по условиям кристаллизации магм подразделяются на интрузивные и эффузивные, несколько различающиеся по закономерностям распределения плотности в зависимости от состава и структуры. Главные ряды этих пород по составу аналогичны, обычно их классифицируют по содержанию кремнекислоты SiO₂. В табл. 4 средние значения плотности этих пород сопоставляются с этим базовым фактором классификации и с содержанием главных породообразующих минералов.

Очевидна зависимость плотности от состава пород. Коэффициент корреляции плотности с содержанием SiO₂ (по 300 образцам пород, перечисленных в табл. 4) весьма значим: –0,93; для других окислов (в обычной форме представления химического состава пород, не связанной с конкретными минералами) корреляция оценивается следующими коэффициентами: CaO: +0,91, MgO: +0,83, K₂O: –0,82, Fe₂O₃: +0,51, Al₂O₃: +0,53, Na₂O: –0,48, TiO₂: +0,67. В этом проявляется не только влияние атомных масс элементов (у Mg и Al они близки к Na, а знаки коэффициентов корреляции, как видим, противоположны), но и предрасположенность к образованию определенными химическими элементами кристаллических структур с более или менее плотной упаковкой.

Увеличение плотности от кислых пород к ультраосновным магматическим породам (табл. 4) – это важнейшая закономерность плотностной структуры литосферы.

Плотность щелочных пород (не указанных в табл. 4) в среднем примерно на 5 % меньше плотности аналогичных по содержанию кремнезема пород щелочно-земельного ряда. Причиной этого является меньшая плотность упаковки решеток минералов со щелочными металлами из-за больших радиусов их ионов. Так, нефелиновые

сиениты, по содержанию SiO_2 средние между диоритами ($2,80 \text{ г/см}^3$) и габбро ($2,95 \text{ г/см}^3$), имеют плотность $2,65\text{--}2,70 \text{ г/см}^3$. Все различия кислых и средних пород с повышенным содержанием калия поэтому менее плотны, чем породы нормального ряда: например, средняя плотность сиенитов $2,65 \text{ г/см}^3$, а диоритов (сходных по содержанию SiO_2) – $2,80 \text{ г/см}^3$.

Таблица 4

Классификация и плотность магматических пород

Группа, % SiO_2	Интрузив- ные породы	Минеральный состав, %	$\sigma_{\text{ср}}$, г/см^3	Аналоги эффузивы
Ультрабазиты, < 45	Дунит	Оливин, >85 Пироксены, <15	3,35	Пикрит
	Перидотит	Оливин, >70–30 Пироксены, 30–70	3,25	
	Пироксенит	Пироксены, > 90	3,00	
Основные, 45–52	Габбро	Плагиоклаз ^о , 50–70 Пироксены, 25–50	2,95	Базальт
Средние, 52–65	Диорит	Плагиоклаз ^о , 50–70 Рог. обманка, 15 Биотит, < 15	2,80	Андезит
	Сиенит	Ортоклаз, 50–70 Плагиоклаз ^с , 10–30	2,65	Трахит
Кислые, 65–75	Гранит	Кварц, 25–35 Ортоклаз, 35–40 Плагиоклаз ^к , 10–30	2,60	Липарит

Индексы у плагиоклазов: ^о – основной (преобладает анортит), ^с – средний, ^к – кислый (преобладает альбит)

Плотность эффузивных пород обычно на 10–15 % ниже, чем интрузивных. Это относится, прежде всего, к кайнотипным (неизменным) разностям. Их плотность тем меньше, чем больше скорость остывания лавы.

Палеотипные эффузивные породы, как правило, более плотные, чем кайнотипные. Диагенетические изменения эффузивных пород обоих типов связаны чаще всего с уменьшением содержания алюмосиликатов и повышением количества плотных феррических минералов.

лов, в том числе окислов железа, что существенно увеличивает плотность пород.

Но так как структура кайнотипных пород (липаритов, андезитов и базальтов) зависит от режима остывания лавы и относительной доли пористых и стекловатых разностей, увеличение плотности связывается с раскристаллизацией стекол, заполнением порового пространства в диагенетических процессах. В результате эффузивные породы со временем становятся похожими на интрузивные. Поэтому диабазы бывают плотнее базальтов, а порфиры плотнее, чем соответственно андезиты и липариты. Соотношение плотностей интрузивных и эффузивных пород показано на рис. 9.

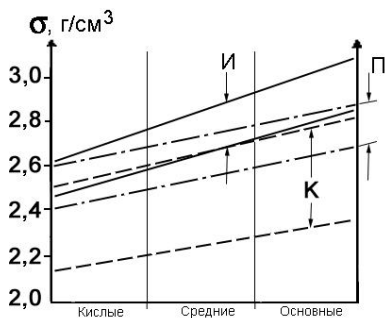


Рис. 9. Плотность интрузивных (И) и эффузивных палеотипных (П) и кайнотипных (К) пород

На рис. 10 демонстрируются пределы изменения плотности и схематический минеральный состав главной последовательности магматических пород – от гранитоидов до гипербазитов (цифрами показаны средние значения плотности минералов, в г/см³).

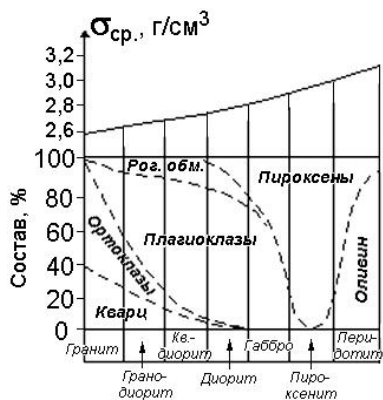


Рис. 10. Минеральный состав и плотность магматических пород ряда кислые – ультраосновные

Повышение содержания темноцветных аксессуарных минералов в горных породах всех типов (в скарновых, околорудных зонах) приводит к увеличению плотности, которое нелинейно зависит от типа пород и содержания аксессуарных минералов. У гранитов с 5–8 % рудных минералов плотность достигает 2,75 г/см³, т. е. на 10 % выше обычной, а габбро с подобным содержанием рудных минералов имеет плотность 3,4–3,5 г/см³ – на 15 % больше средних значений.

Для всех типов магматических пород распределение плотности

имеет заметную дисперсию, отчасти связанную с объединением пород, имеющих некоторые вариации состава. Это влияет на плотностную характеристику, которая приобретает смысл статистической по своей природе величины, значения которой определяются несколькими факторами. При достаточно больших выборках этот разброс не превышает 2–3 % от средних значений, что позволяет использовать плотность горных пород не только как определяющее свойство для гравиметрии и параметр состояния вещества, но и в качестве диагностического признака пород.

Массивы магматических пород в зависимости от условий кристаллизации могут быть почти однородными, тогда стандартное отклонение значений плотности меньше 2 % (это свойственно многим массивам аляскитовых и биотитовых гранитов). В других случаях реализуются механизмы фракционной кристаллизации, приводящие к магматической зональности интрузивных массивов и более значительным вариациям плотности от их центральных частей к периферическим. Это свойственно формации «пестрых гранитоидов», широко распространенных, например, на юге Сибири.

Плотность интрузивов и кайнотипных эффузивов не зависит от возраста, тогда как у древних палеотипных эффузивов отмечено небольшое повышение плотности по сравнению с молодыми.

Плотность осадочных пород

По условиям образования осадочные породы подразделяются на две главные группы: терригенные (глинистые, песчано-обломочные) и карбонатные. Третью группу образуют гидрохимические породы – каменная соль, ангидрит, гипс. Плотность осадочных пород, залегающих вблизи земной поверхности и на относительно небольших глубинах, в значительной мере зависит от их пористости, трещиноватости, состава флюидов в поровом пространстве. Роль перечисленных факторов различна в зависимости от структурного положения и глубины залегания горных пород. Поэтому для осадочных пород имеет большее значение, чем для магматических пород, понятие минеральной плотности σ_m . Ее также называют плотностью скелета (матрицы) породы. Петрофизические данные свидетельствуют, что σ_m изменяется в пределах от 2,58 до 2,78 г/см³ у терригенных пород и от 2,12 до 3,00 г/см³ – хемогенных. В последнем случае ниже

значение имеют опоки. Пределы σ_m : карбонатных пород 2,60–2,88 г/см³, ангидрита 2,92–2,96 г/см³, гипса 2,30–2,37 г/см³, каменной соли 2,12–2,16 г/см³.

Средние значения σ_m главных терригенных и карбонатных пород: песчаники 2,67 г/см³, алевролиты 2,69 г/см³, глины 2,68 г/см³, аргиллиты 2,68 г/см³, мергели 2,70 г/см³, известняки 2,72 г/см³, доломиты 2,80 г/см³. Они, как видим, довольно близки.

Реальное плотностное разнообразие осадочных пород создается факторами нарушений структуры. Они более значительны у терригенных, чем карбонатных пород, которые в естественном залегании, как правило, имеют более высокую плотность, чем терригенные. Уместно сравнить приведенные выше цифры с пределами вариаций пористости пород (в процентах): аргиллит, алевролит 5–25, песчаник, глина 5–40, известняк, доломит 2–20, опока 30–50. Очевидно, что в сухом состоянии породы имеют плотность, много меньшую, чем плотность скелета.

Пористость терригенных пород изменяется в процессах диагенеза: превращения осадков в породы, цементации их, а при более высоких давлениях – деформации скелета. Поэтому разновозрастные породы с больших глубин плотнее приповерхностных, а для молодых образований обнаруживается (хотя и слабая) зависимость плотности от возраста пород. Для карбонатных пород пористость, как правило, менее важна, чем трещиноватость, возникающая преимущественно под действием тектонических факторов. Но связи плотности с флюидонасыщенностью в обоих случаях одинаковы.

Близость значений σ_m большинства пород позволяет использовать зависимость плотности от пористости пород (рис. 11) как номограмму для приближенной оценки одной из этих величин по другой; даны два варианта – для сухих (σ_c) и водонасыщенных ($\sigma_{ж}$) пород.

На рис. 12 приведено изменение плотности осадочных пород с глубиной, под давлением вышележащих толщ. Изменение пористости с давлением необратимо. Коэффициент уплотнения β_n , определяемый как относительное уменьшение удельного объема с давлением, $\beta_n = \Delta V/V \Delta P$, имеет значения от $1 \cdot 10^{-8}$ Па⁻¹ у известняков до $7 \cdot 10^{-8}$ Па⁻¹ у кайнозойских глин. Он не является константой, а зависит от температурных условий региона: с увеличением геотермического градиента он возрастает примерно в том же отношении. Изменение плотности с глубиной для большинства пород можно предста-

вить линейным регрессионным уравнением: $\sigma(h) = \sigma_0 + 0,1 h$, где h – глубина залегания, км, коэффициент 0,1 – размерный, в $(\text{г}/\text{см}^3)/\text{км}$.

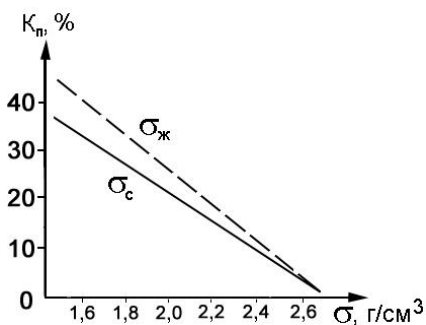


Рис. 11. Зависимость плотности осадочных пород от их пористости

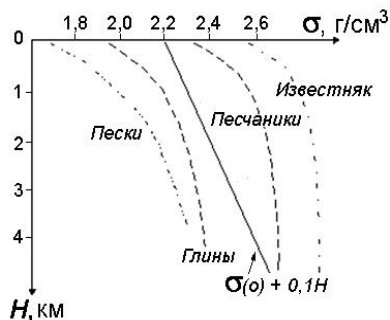


Рис. 12. Зависимость плотности осадочных пород от глубины

Отмечается зависимость плотности осадочных пород от структурного положения. В сводах антиклинальных складок плотность, как правило, понижена за счет трещиноватости и повышенной пористости в условиях сводового растяжения.

Плотность метаморфических пород

Изменение плотности магматических и осадочных пород в процессах метаморфизма обусловлено как перестройкой кристаллической структуры, преобразованием одних минералов в другие без изменений валового химического состава, так и распространенными явлениями метасоматоза пород в условиях привноса вещества флюидами. Степень метаморфизма может варьировать в широких пределах, в связи с чем плотность метаморфических пород изменяется от ее значений для исходной породы до значений, соответствующих максимальной измененной породе. Поэтому в обсуждении закономерностей распределения плотности метаморфических пород требуется указывать плотность исходной породы и пределы ее изменения в конкретных метаморфических процессах. Пористость пород в этих процессах обычно уменьшается почти до полного закрытия, ее учитывают лишь для метаморфизма низких давлений.

При региональном метаморфизме величина и даже знак изменений плотности различны для разных фаций метаморфизма. Породы

зеленосланцевой фации имеют более низкие плотности, чем исходные магматические и даже ряд осадочных пород, что связано с образованием серицита по плагиоклазам, разуплотняющего кристаллическую решетку за счет гидроксильной группы. По сравнению с исходными осадочными породами плотность филлитов и серицитовых сланцев ниже на 5–7 %, у мраморизованных известняков и слюдистых сланцев она практически не отличается от плотности исходных пород, хлоритовые сланцы имеют на 2–5 % повышенную плотность.

Фации эпидот-амфиболитовая и амфиболитовая мало меняют плотность магматических пород, как правило, в сторону повышения, но различия исходной плотности существенно выше этого эффекта. Заметное увеличение плотности, на 5–10 %, отмечается при метаморфизме в гранулитовой и особенно эклогитовой фациях: пироксеновые гнейсы, полевошпатовые амфиболиты имеют значения плотности 2,85–2,9 г/см³, гранатовый амфиболит в среднем 3,1 г/см³, эклогиты 3,4 г/см³, при плотности исходных пород 2,7–2,9 г/см³.

Значительные изменения плотности пород, магматических и особенно осадочных, происходят при становлении интрузивных массивов на их контактах с вмещающими породами под воздействием флюидов, привносящих одни вещества и выносящих другие. Это явление контактово-метасоматического метаморфизма приводит к образованию скарнов – магнетитовых (руда железа с плотностью около 3,5 г/см³, см. табл. 2), шеелитовых (руда вольфрама с плотностью, зависящей от концентрации металла, 3,2–6,0 г/см³), молибденитовых (плотность до 4,5 г/см³), касситеритовых, полиметаллических и других.

Регрессивный метаморфизм (автометаморфизм, диафторез), происходящий при низких температурах и давлениях в присутствии воды и углекислоты, приводит к разложению силикатов, их гидратации и карбонатизации. Особенно существенное влияние на плотность (и на магнитную восприимчивость) обнаруживает серпентинизация и карбонатизация гипербазитов. Образовавшийся серпентин имеет довольно низкую плотность (2,6 г/см³) по сравнению с оливином (3,2 г/см³), а возникающие затем магнезит (3,0 г/см³) и сидерит (4,0 г/см³) увеличивают плотность карбонатитов пропорционально их содержанию. (Изменения магнитной восприимчивости связаны с переходом железа из оливина в гидроокислы, а затем в сидерит.)

Зависимость плотности пород от Р-Т-условий; плотностные модели коры и мантии Земли

Горные породы сжимаются под давлением и расширяются при нагревании; исключения из этого правила для нас несущественны.

Объемная сжимаемость, $\beta = \partial\sigma/\sigma\partial P$, в большой степени зависит от исходной структуры горной породы и потому различна для магматических и метаморфических, с одной стороны, и осадочных пород, с другой, при небольших давлениях, пока не закрыто поровое пространство. Об осадочных породах в этом плане уже говорилось.

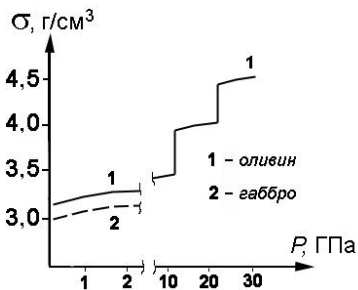


Рис. 13. Зависимость плотности пород от давления в земной коре и верхней мантии

На рис. 13, где приведены кривые $\sigma(P)$, характеризующие сжимаемость, в начальных частях кривых для разных пород хорошо видна общая по характеру нелинейность: большая, но уменьшающаяся с давлением сжимаемость до критических значений давления закрытия пор. Затем наклон кривых для разных пород становится одинаковым; он обусловлен сжатием кристаллических решеток: сжимаемость гор-

ных пород $\beta = (0,7-2) \cdot 10^{-11} \text{ Па}^{-1}$. У магматических и метаморфических пород сжимаемость при атмосферном давлении больше, иногда на порядок, у осадочных это различие еще больше, до двух порядков. Сжатие решетки не беспредельно; у большинства минералов решетки не выдерживают давления выше критической его величины, разной у разных минералов, но всегда зависящей кроме того от температуры. Это давление полиморфного фазового перехода в структуру с более плотной упаковкой, с изменением координационного числа решетки. На рис. 13 это изображено в виде увеличения скачком плотности с ростом давления.

Тепловое расширение характеризуется коэффициентом α , имеющим смысл относительного увеличения объема (и уменьшения плотности) с температурой: $\alpha = -\partial\sigma/\sigma\partial T$. Этот коэффициент мало зависит от давления и температуры в диапазоне изменения этих параметров, соответствующем земной коре, но обнаруживает отчетли-

вую зависимость от состава пород, а конкретнее – от содержания SiO_2 (рис. 14).

При увеличении содержания кремнекислоты от 30 % в дуните до 70 % в гранитах α возрастает от $2 \cdot 10^{-6}$ до $8 \cdot 10^{-6} \text{ K}^{-1}$. Еще больше тепловое расширение кварцитов – $11 \cdot 10^{-6} \text{ K}^{-1}$. Эти различия существенны, очевидно, для верхних частей континентальной коры, а в мантии коэффициент теплового расширения изменяется мало – от $2 \cdot 10^{-5}$ до $5 \cdot 10^{-5} \text{ K}$.

Изменение плотности с глубиной в среде без изменения состава и фазового состояния, следовательно, без плотностных границ определяется совместным влиянием температуры и давления:

$$d\sigma/dz = \partial\sigma/\partial P(dP/dz) + \partial\sigma/\partial T(dT/dz). \quad (9)$$

В первом слагаемом вертикальный градиент давления для земной коры можно принять в гидростатическом приближении: $dP/dz = \sigma g$, а изменение плотности с давлением определяется по сейсмическим данным: $\partial\sigma/\partial P = \sigma/K$ (по определению модуля K), $K/\sigma = v_p^2 - 4v_s^2/3$. Второе слагаемое в (9) включает температурный градиент, $\tau = dT/dz$, и коэффициент теплового расширения, $\partial\sigma/\partial T = \alpha\sigma$. Подставив эти величины в (9), получаем уравнение Адамса – Вильямсона:

$$d\sigma/dz = \sigma^2 g/K + \alpha\sigma\tau. \quad (10)$$

Оно дает возможность построения плотностных моделей Земли.

Плотностная структура коры и мантии Земли определяется их минералогическим составом, температурой и давлением.

В земной коре континентов плотность возрастает с глубиной в связи с изменением состава пород. Верхняя часть земной коры сложена осадочными породами, а также кислыми и средними магматическими и близкими им по составу метаморфическими породами. Она меняется по мощности в различных тектонических областях, от

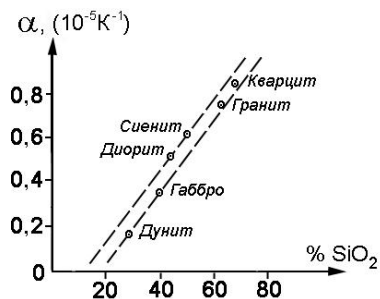


Рис. 14. Зависимость коэффициента теплового расширения от состава породы

0 до 20 км. Плотность осадочного слоя в среднем равна $2,3\text{--}2,5 \text{ г/см}^3$, она изменяется из-за вариаций содержания в разрезе карбонатных, терригенных пород и эффузивов.

Гранитно-метаморфический слой, также неоднородный и по мощности и по плотности, имеет среднюю плотность $2,6\text{--}2,7 \text{ г/см}^3$. В его нижней части некоторые исследователи выделяют слой преимущественно средних пород, «диоритовый» (это не указание состава, а приближенное соответствие свойств); его нижняя граница лежит на глубинах 15–25 км, а плотность составляет $2,75\text{--}2,8 \text{ г/см}^3$.

Нижний слой континентальной коры и почти вся океаническая кора сложены породами приблизительно основного состава – «базальтовый» слой толщиной от 5 до 20 км с плотностью $2,9\text{--}3,0 \text{ г/см}^3$. Схематически структура земной коры отражена на рис. 15.

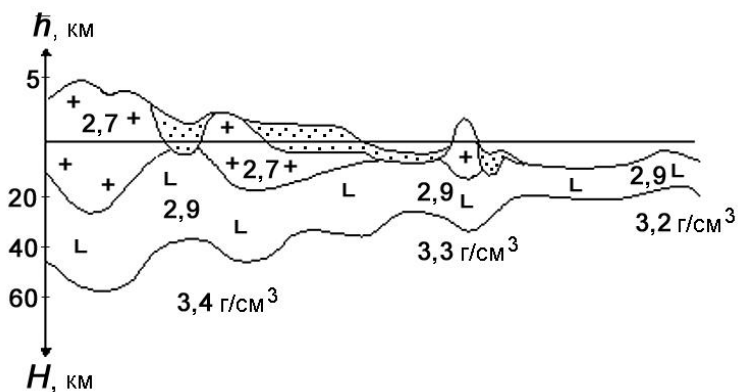


Рис. 15. Схема плотностной структуры литосферы

В океанической астеносфере на глубинах 100–200 км в связи с частичным плавлением вещества возможно тепловое разуплотнение верхней мантии на величину не более $0,05 \text{ г/см}^3$.

Переходная зона между верхней и нижней мантией на глубинах 420–670 км – это стратифицированный по плотности слой, в котором оливин и пироксены претерпевают полиморфные переходы. Рост плотности при каждом из них – 5–10 %, и нижняя мантия под разделом 670 км имеет плотность $(4,40 \pm 0,03) \text{ г/см}^3$. К основанию нижней мантии ее плотность возрастает из-за адиабатического сжатия до $5,5\text{--}5,6 \text{ г/см}^3$.

УПРУГИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

Системы параметров упругости; анизотропия; поглощение

Упругие свойства горных пород важны:

а) как параметры состояния вещества в петрологии и физике Земли (наряду с плотностью);

б) как определяющие параметры в механике горных пород и геодинамике (для описания быстротекающих процессов);

в) как определяющие свойства в сейсмологии и сейсморазведке.

Нас интересует в основном последний аспект. В геофизике упругие свойства горных пород определяют скорости распространения сейсмических волн. Отклонение от идеально упругого поведения среды связано с поглощением средой энергии упругих колебаний. Физический смысл упругих параметров – связь между напряжениями в среде под действием сил, в том числе обусловленных неоднородностями ее структуры, с деформациями – относительными смещениями частей (или частиц) среды.

Традиционно в разных разделах теории и методики сейсмологии и сейсморазведки используются три системы упругих параметров.

1. Модуль сжатия K и модуль сдвига μ – в теоретической сейсмологии, физике Земли, геодинамике;

2. Модуль Юнга (продольного растяжения) E и коэффициент Пуассона (поперечного сжатия) ν – в экспериментальной сейсмологии и сейсморазведке;

3. Коэффициенты Ламе λ и μ – в теории сейсмических волн; μ – модуль сдвига, а определением λ и μ можно считать закон Гука для напряжений σ_{ij} и деформаций объема $\theta (\Sigma \epsilon_{ii})$ и сдвига ϵ_{ij} :

$$\sigma_{ij} = \lambda \theta + 2\mu \epsilon_{ij}, \quad (11)$$

если μ определяется как $\tau_{ij} = \mu \epsilon_{ij}$; где τ_{ij} – касательные напряжения.

Соотношения между параметрами упругости, выражения для скоростей продольных (v_p) и поперечных (v_s) сейсмических волн и их отношения в каждой из систем приведены в табл. 5 (где σ – плотность среды).

Таблица 5

Системы упругих параметров

Модули	K, μ	E, ν	λ, μ
K		$E/3(1 - 2\nu)$	$\lambda + 2\mu/3$
μ		$E/2(1 + \nu)$	μ
E	$3K\mu/(K + 3\mu)$		$\mu(3\lambda + 2\mu)/(\lambda + \mu)$
ν	$(3K - 2\mu)/2(3K + \mu)$		$\mu/2(\lambda + \mu)$
λ	$K - 2\mu/3$	$E\nu/(1 + \nu)(1 - 2\nu)$	
μ	μ	$E/(1 + \nu)$	
v_p^2	$(K + 4\mu/3)/\sigma$	$E(1 - \nu)/\sigma(1 + \nu)(1 - 2\nu)$	$(\lambda + \mu)/\sigma$
v_s^2	μ/σ	$E/2\sigma(1 + \nu)$	μ/σ
$(v_p/v_s)^2$	$K/\mu + 4/3$	$2(1 - \nu)/(1 - 2\nu)$	$\lambda/\mu + 2$

Для горных пород отношение скоростей продольных и поперечных волн мало отличается от $\sqrt{3}$; последняя строка в табл. 5 с учетом этого дает соотношения между значениями упругими параметрами и величиной коэффициента Пуассона: $K/\mu \approx 5/3$; $\lambda \approx \mu$; $\nu \approx 0,25$. Все величины, кроме скоростей сейсмических волн приводятся в СИ; для сокращения записи (и по традиции) для скоростей принята единица (км/с); ее легко перевести в СИ ($1 \text{ км/с} = 10^3 \text{ м/с}$).

Для реальных горных пород характерна *анизотропия*, хотя она обычно невелика, что позволяет во многих случаях представить ее в виде зависимости скорости сейсмических волн от направления распространения. Раздельно существующие продольная волна (P) и две поперечные (SV и SH) волны имеют разные скорости по разным направлениям, и кроме того неравны между собой скорости SV и SH волн по любому направлению.

Часто анизотропия бывает вызвана тонкой слоистостью осадочных и метаморфических пород. Тогда скорости v_{pn} распространения продольных волн нормально к поверхностям слоев отличаются от скоростей v_{pt} волн вдоль слоев. Величина $K_p = v_{pt}/v_{pn}$ называется коэффициентом анизотропии слоистой среды для продольных волн.

Если в слоистой среде в плоскостях слоев все направления эквивалентны и выделено лишь направление по нормали к ним, такая среда называется трансверсально-изотропной. Для описания упругих волн в этом случае требуется пять независимых параметров уп-

ругости: неравны и скорости поперечных волн, распространяющихся нормально к слоистости и вдоль нее. Заметим, что при полном отсутствии симметрии в среде необходима 21 независимая компонента тензора упругости.

Мы ограничимся данными по анизотропии для продольных волн. У разных минералов и горных пород соотношение скоростей вдоль и поперек плоскостей спайности или напластования может быть противоположным, $K_p > 1$ или $K_p < 1$. Например, у микроклина значения v_p в направлении 100 составляют 4,7 км/с, в направлении 001 – 5,6 км/с и в 010 – 7,7 км/с. Различие, как видим очень велико; но полевые шпаты не образуют крупных массивов с общей ориентировкой. Похожей анизотропией обладают слюды, кальцит, графит, тальк и другие, также не создающие больших скоплений. Среди осадочных пород отметим: алевролит ($v_{pt} = 2,7$ км/с, $v_{pn} = 1,7$ км/с, $K_p = 1,5$), известняк (соответственно, 5,8 и 5,3 км/с, $K_p = 1,1$), антрацит (2,0 и 2,5 км/с и $K_p = 0,8$). Чаше у слоистых пород $K_p > 1$, т. е. скорости вдоль напластования обычно больше.

Другой известный пример анизотропии связывается с преобладающей ориентацией кристаллов оливина в верхней мантии соответственно направлению медленных конвективных движений, горизонтальных в верхних частях конвективных ячеек. Обнаружена зависимость скоростей мантийных волн от ориентировки линии источник – приемник колебаний: максимальны величины v_p вдоль направления течений и минимальны в перпендикулярном направлении. Различие скоростей достигает 10 %, что согласуется с данными измерений скоростей в образцах дунита (10–16 %).

Учет анизотропии необходим при постановке сейсмических исследований и, главное, при интерпретации данных наблюдений.

Поглощение сейсмических волн средой их распространения является одним из примеров диссипации энергии, необратимого перехода ее в тепло. В большей или меньшей степени диссипативны все реальные материалы, горные породы – не исключение. Для количественной характеристики поглощения используются следующие параметры:

а) коэффициент поглощения α – относительное изменение амплитуды колебаний на заданном расстоянии x_0 ; амплитуда волны с расстоянием убывает:

$$A(x) = A_0 R \exp[-\alpha(x - x_0)], \quad (12)$$

где R – коэффициент геометрического расхождения фронта волны, зависящий от формы источника (его мы не рассматриваем). Величина a измеряется в единицах обратного расстояния (м^{-1} , км^{-1});

б) логарифмический декремент поглощения ν – безразмерная величина относительного изменения амплитуды колебаний на периоде или на длине волны λ : из (12) и $A(x + \lambda) = A(x)\exp(-\nu)$ следует:

$$\nu = \alpha\lambda = \alpha v/f, \quad (13)$$

где f – частота колебаний, а v – скорость волны;

в) добротность среды Q – обратная величина относительных потерь энергии на периоде колебаний: $Q = 2\pi E/\Delta E$. Добротность связана с логарифмическим декрементом поглощения приближенным соотношением: $Q \approx \pi/\nu$.

Известно, что коэффициент поглощения зависит от частоты почти линейно: $\alpha(f) \approx \nu f$, но логарифмический декремент поглощения от частоты практически не зависит. Экспериментально установлена корреляция между коэффициентами поглощения и скоростями распространения сейсмических волн: высокоскоростные породы имеют, как правило, малое поглощение, а все сильно поглощающие среды характеризуются низкими скоростями. Хотя установлена связь поглощения с частотой в диапазоне сейсмических частот ($1-10^3$ Гц), есть основание распространять их и на акустические частоты, используемые в лабораторных исследованиях свойств горных пород (до 10^7 Гц). Для очень низких частот, с которыми имеет дело геодинамика, такие закономерности неприменимы по причине больших деформаций и иной их физической природы.

Физические механизмы поглощения энергии при распространении сейсмических волн связываются с внутренним трением, явлениями упругого последействия – запаздывания реакции среды на изменения нагрузки. Наибольшее поглощение при прочих равных условиях обнаруживают рыхлые породы, с уменьшением пористости коэффициенты поглощения пропорционально уменьшаются. Отмечено повышение поглощения сейсмических волн в коллекторах вблизи газонефтяных контактов, в других насыщенных газо-жидкостными флюидами породах.

Измерения упругих свойств пород производятся двумя методами: статическим (измерение деформаций при заданных нагрузках) и динамическим (измерение скоростей упругих волн в образцах). Статическим методом обычно измеряются модуль Юнга и коэффициент Пуассона (технологии этих измерений мы не рассматриваем). Динамические методы в последние годы получили широкое развитие не только в задачах определения упругих свойств горных пород, но и в моделировании сейсмических волновых полей в моделях сред, сложных или по геометрии границ раздела, или по распределению свойств, анизотропии: слоистых, трещиноватых, с переменной пористостью и флюидонасыщенностью. Эти измерения выполняются, как правило, в ультразвуковом диапазоне частот, что позволяет, соблюдая условия подобия, исследовать на небольших моделях сейсмические процессы в телах и структурах геологических масштабов.

Упругие свойства простых веществ и минералов

Упругие модули простых веществ (химических элементов) как характеристики сопротивляемости деформированию, очевидно, зависят от вида и энергии связей частиц, составляющих макроструктуру. Эти связи в простых веществах могут быть металлическими или ковалентными (газы не рассматриваются). Элементы с сильной и направленной ковалентной связью характеризуются большими упругими модулями (в твердом состоянии). Например, μ – модуль сдвига кремния 163 ГПа, алмаза 450 ГПа; как правило, они анизотропные. Вещества, образованные посредством металлической связи, имеют широкий диапазон значений модуля сдвига μ . Он низкий у щелочных металлов (у цезия 0.4 ГПа, натрия 3.5 ГПа) и высокий у железа 85 ГПа, вольфрама 151 ГПа. Для сравнения: μ оливина 80 ГПа, корунда 200 ГПа; в нижней мантии на границе с ядром $\mu = 294$ ГПа. Эти вещества практически изотропные, так как их кристаллические решетки имеют высокую симметрию.

Распространение упругих волн как согласованное возбуждение атомов в кристаллической структуре связано с передачей импульса от частицы к частице, что осуществляется квантами упругих колебаний – фононами. Из закона сохранения импульса следует, что скорость упругих волн должна иметь обратную зависимость от массы атомов в решетке. Это действительно имеет место, но накладыва-

ется на другие закономерности. Для элементов с большими атомными радиусами R_a скорости упругих волн v_p обратно пропорциональны R_a , а элементы с большими R_a обнаруживают обратную зависимость v_p от атомной массы m_a . Скорости v_p для элементов каждого периода таблицы Д. И. Менделеева возрастают в начале периода и понижаются к его концу.

Скорости упругих волн в *минералах* изменяются в широком диапазоне: v_p от 2 до 18 км/с, v_s – от 1,1 до 10 км/с. Малыми значениями скоростей упругих волн отличаются самородные металлы, большими – силикаты, многие окислы (но не железа), максимальны скорости у алмаза ($v_p = 18,3$ км/с).

Определяющими факторами скоростей упругих волн в минералах являются: а) кристаллическая структура – плотность упаковки атомов в решетке, дефекты структуры; б) средняя атомная масса M_a . Скорости зависят от главных характеристик состава и структуры минералов, и в этом отношении они, как и плотность, являются структурно-определенными свойствами. Но есть отличие от плотности: зависимость скоростей от средней атомной массы – обратная, тогда как плотность прямо пропорциональна атомной массе. Существуют два типа соотношения скоростей упругих волн и плотности: первый – $v_p \sim \sigma$ – означает преобладание фактора кристаллической структуры, второй – $v_p \sim 1/\sigma$ – указывает на доминирующую роль средней атомной массы (аналогично соотносится с плотностью и v_s). Для большинства минералов верно первое соотношение, а для самородных металлов, руд железа, хрома, марганца и других – второе.

Минералы с высокой симметрией обычно имеют скорости выше, анизотропию меньше, чем минералы с низкой симметрией.

Характерные значения скоростей продольных и поперечных волн, v_p и v_s , коэффициента анизотропии K_p и коэффициента Пуассона ν , а также средняя атомная масса M_a , значения плотности (в г/см³) породообразующих, наиболее известных рудных и аксессуарных минералов приведены в табл. 6.

В первом столбце буквы в скобках после названия минерала означают тип решетки: К – кубическая, Г – гексагональная, Р – ромбическая, Тр – тригональная, Тк – триклинная, М – моноклинная. От кубической к моноклинной сингонии закономерно увеличивается коэффициент анизотропии K_p .

Таблица 6

Упругие свойства и плотность минералов

Минералы	v_p	V_s	K_p	ν	M_a	σ
Кварц (Г)	6,08	4,10	1,2	0,08	20,0	2,65
Ортоклаз (М)	5,90	3,08	1,6	0,31	21,0	2,57
Альбит (Тк)	6,06	3,35	1,4	0,28	20,2	2,61
Анортит (Тк)	6,57	3,55	1,4	0,29	21,4	2,76
Кальцит (Тг)	6,66	3,59	1,5	0,29	20,0	2,71
Доломит (Тг)	6,30	3,50	1,4	0,27	20,7	2,85
Биотит (М)	5,13	2,98	1,8	0,25	23,1	2,75
Мусковит (М)	5,81	3,36	1,7	0,25	20,0	2,79
Рог. обманка (М)	7,21	4,00	1,2	0,28	19,0	3,15
Эпидот (М)	7,42	4,25	1,2	0,26	24,1	3,42
Диопсид (М)	7,80	4,39	1,3	0,26	21,8	3,27
Оливин (Р)	8,20	4,82	1,3	0,24	20,1	3,32
Альмандин (К)	8,51	5,25	1,0	0,27	24,9	4,18
Корунд (Тг)	10,85	6,37	1,3	0,24	20,4	4,03
Магнетит (К)	7,40	4,20	1,0	0,25	33,1	5,17
Гематит (Тг)	5,70	4,32	1,4	0,15	31,9	5,15
Галенит (К)	3,77	2,08	1,0	0,28	119,7	7,36
Молибденит (Г)	3,90	1,85	1,1	0,35	53,4	4,68
Сфалерит (К)	5,31	2,56	1,0	0,25	48,7	4,12
Пирит (К)	7,90	5,06	1,0	0,16	40,0	4,45

Значения скоростей продольных и поперечных волн в породообразующих минералах изменяются в относительно нешироких пределах, v_p от 5,0 до 8,5 км/с, v_s от 3,0 до 5,2 км/с. Мало варьируют значения коэффициента Пуассона ν (0,24–0,30, за исключением кварца, $\nu = 0,08$ и пирита, $\nu = 0,16$) и коэффициента анизотропии. Заметим, что средняя атомная масса M_a минералов тоже изменяется немного: от 19 до 25, а у породообразующих минералов – в еще более узком диапазоне 20–22. Значения скоростей и плотности тесно коррелируют между собой.

Рудные минералы с большой атомной массой имеют, как правило, довольно низкие скорости, несмотря на плотную упаковку кристаллических решеток (галенит, молибденит, сфалерит).

При изоморфизме скорость упругих волн меняется со знаком, противоположным знаку изменения атомной массы в соответствующих рядах твердых растворов. В полевых шпатах замена натрия (альбит) калием (ортоклаз) с увеличением атомной массы приводит к уменьшению скорости. Но в плагиоклазах в ряду альбит – анортит замена группы (Na + Si) на (Ca + Al), также с увеличением атомной массы, дает увеличение скорости (и плотности), что связывается с понижением содержания SiO₂, а также с изменением кристаллической структуры. В ряду оливинов от форстерита к фаялиту обнаруживается значительное уменьшение скоростей упругих волн, соответствующее общему правилу связи упругих свойств и средней атомной массы M_a . У форстерита Mg₂SiO₄ с $M_a = 20,1$ $v_p = 8,2$ км/с, и $v_s = 4,8$ км/с; тогда как у фаялита Fe₂SiO₄ с $M_a = 29,1$ $v_p = 7,2$ км/с, а $v_s = 4,2$ км/с.

Полиморфные превращения минералов, изменяя плотность упаковки кристаллических решеток, ведут к изменениям в том же направлении упругих модулей, скоростей сейсмических волн, а также плотности, причем упругие модули изменяются сильнее, чем значения скорости и плотности, так как они пропорциональны $v^2\sigma$.

Фазовые переходы в оливине с характерным для верхней мантии отношением $[Fe]/[Mg + Fe] = 0,13$ ведут к следующим изменениям скоростей продольных волн (изменения v_s – пропорциональны):

– α -оливин – скорости $v_p = 8.81$ км/с при давлении $H = 13$ ГПа и температуре $T = 1700$ К,

– шпинелевая фаза в этих же условиях – $v_p = 9.48$ км/с, а при давлении $P = 24$ ГПа и $T = 2000$ К – $v_p = 10.28$ км/с,

– перовскитовая фаза при $P = 24$ ГПа, $T = 2000$ К – $v_p = 10.73$ км/с.

Увеличение скоростей сейсмических волн в фазах высокого давления по сравнению с минералами, равновесными в условиях земной поверхности, это общий закон полиморфных переходов.

Скорости в минералах метаморфических пород пока изучены недостаточно, хотя значение данных такого рода довольно велико.

Скорости в магматических и метаморфических породах

Упругие свойства магматических пород определяются: а) кристаллической структурой минералов, б) химическим составом горных пород – их средней атомной массой M_a , в) структурой порового

пространства и фазовым составом флюидов. Здесь факторы указаны в порядке убывания их значимости.

Наиболее важен фактор кристаллической структуры, определенный минеральным составом породы (природными ассоциациями минералов, их парагенезисом). Каждая из магматических пород образуется в довольно узком диапазоне условий: давления, температуры, концентрации элементов или их соединений в магме; эти условия определяют и преобладающие типы кристаллических структур тех или других соединений.

В полиминеральных агрегатах, какими являются магматические породы, скорости распространения упругих волн, в общем, оказываются осредненными из значений скоростей волн в отдельных минералах. Но это – осреднение по большим ансамблям зерен, оно не такое как, например, для плотности. Средняя плотность: $\sigma_{cp} = \sum \sigma_i V_i / V$; здесь суммируются массы, а плотность и есть удельная (по объему) масса, число элементов n ($0 < i < n$) может быть любым. Если $V_i \approx \text{const}$, а также в больших ансамблях: $\sigma_{cp} = (\sum \sigma_i) / n$. В случае скоростей суммируется время пробега волны: $v_{cp} = \sum l_i / (\sum l_i / v_i)$, а это соответствует прямому осреднению скоростей лишь приближенно и только в больших ансамблях минеральных зерен: $v_{cp} \approx (\sum v_i) / n$. В качестве веса при осреднении, как и для плотности, входит относительное содержание минералов в породе, C_i : $v_{cp} = \sum v_i C_i$, а $\sum C_i = 1$.

Из данных табл. 6, зная содержание породообразующих минералов в различных магматических породах, нетрудно вывести заключение о главной закономерности в распределении скоростей сейсмических волн: отрицательной корреляции с содержанием SiO_2 , увеличении их значений от кислых пород к ультрабазитам (табл. 7).

Здесь приведены: плотность σ , модуль Юнга E , коэффициент Пуассона ν , модуль сдвига μ , скорости продольных и поперечных волн в нормальных условиях земной поверхности v_p и v_s , а также скорости продольных волн при давлении 0.5 ГПа, $v_p^{0.5}$.

Эти данные взяты из «Справочника по физическим свойствам минералов и горных пород при высоких термодинамических параметрах» (М.: Недра, 1978). Для каждого типа пород приведены результаты измерений по 2–5 образцам. В этом же справочнике имеются данные определения скоростей продольных волн в зависимости от давления по большим коллекциям образцов; точность оценок v_p для всех типов пород составляет 1–3 %

Таблица 7

Упругие свойства магматических пород

Горная порода	σ , г/см ³	E , ГПа	ν	μ , ГПа	ν_P , км/с	$\nu_P^{0,5}$, км/с	ν_S , км/с
Гранит	2,66	68,8	0,19	29,0	5,32	6,37	3,30
Гранодиорит	2,74	74,8	0,18	31,7	5,45	6,16	3,40
Сиенит	2,71	60,4	0,22	24,7	5,05	5,97	3,02
Диорит	2,80	78,6	0,25	31,5	5,80	6,55	3,35
Габбро-норит	2,96	101,5	0,25	40,5	6,45	7,2	3,70
Габбро	3,05	103,5	0,25	41,5	6,38	6,96	3,68
Дунит	3,28	151,6	0,25	60,6	7,45	8,35	4,30
Перидотит	3,29	151,4	0,25	61,4	7,32	8,14	4,32

Несмотря на малую пористость магматических пород, изменения скоростей продольных и поперечных волн на малых глубинах зависят от давления гораздо больше, чем в глубоких частях коры; это показывает табл. 8, где дано сравнение величин $\beta_{p,s} = \partial \nu_{p,s} / \partial P \nu_{p,s}$ для главных типов интрузивных пород.

Таблица 8

Зависимость скоростей сейсмических волн в интрузивных породах от давления

Интрузивные породы	β_P (в 10^{-9} Па^{-1})		β_S (в 10^{-9} Па^{-1})	
	0–0,1 ГПа	0,2–0,5 ГПа	0–0,1 ГПа	0,2–0,5 ГПа
Гранитоиды	1,6	0,07	1,2	0,04
Габброиды	1,2	0,06	1,0	0,05
Ультрабазиты	0,9	0,06	0,8	0,05

Закрытие пор (микротрещин) в породах происходит при давлении 0,1–0,15 ГПа, на глубине 3–5 км, ниже которой уменьшение скоростей упругих волн с давлением практически не зависит от состава магматических пород.

Зависимость скоростей сейсмических волн в магматических породах от температуры в условиях земной коры (от 0 до 500 °С) практически линейна:

$$v_{p,s}(T) = v_{p,s}(0)(1 - \alpha_{p,s}T), \quad (14)$$

причем $\alpha_p \approx \alpha_s$ и величина этих коэффициентов, $(2-5) \cdot 10^{-5} \text{K}^{-1}$, мало зависит от состава пород, а это значит, что различие в скоростях сохраняется при любых температурных условиях земной коры.

Больших различий в скоростях упругих волн между интрузивными и палеотипными эффузивными породами не отмечено; последние обнаруживают такую же зависимость от минералогического состава и давления, как и интрузивные породы. По кайнотипным эффузивам данных мало, так как они не являются объектами сейсморазведки.

Скорости сейсмических волн в метаморфических породах также определяются минералогическим составом, термодинамическими условиями, пористостью и фазовым составом флюидов. Влияние первых двух факторов практически такое же, как и на скорости в магматических породах. Рассмотрим эффект пористости и фазового состава заполнителя порового пространства.

Таблица 9

Скорости продольных волн в метаморфических породах при газо- и водонасыщении

Породы	n	$K_n, \%$	$\sigma, \text{г/см}^3$	$v_p^{\text{газ}}, \text{км/с}$	$v_p^{\text{вода}}, \text{км/с}$
Мигматиты	16	0,4–1,1	2,63–2,68	3,00–5,30	5,45–6,30
Гнейсы-а	29	0,3–0,9	2,64–2,72	3,15–5,65	5,50–6,30
Гнейсы-а	11	1,2–4,5	2,59–2,65	1,90–3,60	4,70–5,20
Гнейсы-г	16	0,4–1,5	2,74–2,80	4,00–5,40	5,65–6,10
Гнейсы-г	4	1,6–2,8	2,69–2,75	2,60–3,80	4,30–5,00
Гранулиты	5	0,4–1,6	2,80–2,88	4,40–5,60	5,45–6,00

n – число образцов, в которых измерены скорости в породах с газовым ($v_p^{\text{газ}}$) и водным ($v_p^{\text{вода}}$) заполнением пор, K_n – коэффициент пористости (в процентах). Приведены минимальные и максимальные значения скоростей (км/с) для данной выборки образцов; использованы сокращения: гнейсы-а – амфиболовые, гнейсы-г – гранатые

Как видим, роль пористости довольно велика даже при небольших ее вариациях, а водонасыщенные породы обнаруживают более

устойчивые закономерности распределения скоростей упругих волн, в том числе их корреляцию с плотностью, чем газонасыщенные.

Установлено, что пористость, даже связанная (когда поры соединены между собой), меньше влияет на скорости продольных волн, чем трещиноватость, особенно в газонасыщенных породах. Вместе с тем, для кристаллических пород с невысокими значениями коэффициента пористости (до 3–5 %) справедливы оценки, основанные на принципе среднего времени пробега волны:

$$1/v_p = K_n/v_{pж} + (1 - K_n)/v_{pm}, \quad (15)$$

где v_p , $v_{pж}$ и v_{pm} – скорости продольных волн в породе, жидкой фазе и минеральном скелете соответственно.

Тот факт, что главным определяющим фактором для скоростей распространения сейсмических волн в магматических и метаморфических породах является минеральный состав и, в первую очередь, кристаллическая структура, плотность упаковки атомов в решетке, объясняет наличие тесной корреляционной связи скоростей упругих волн с плотностью, распределение которой управляется тем же главным фактором. Зависимость между скоростью продольных волн и плотностью магматических и метаморфических пород в разных по составу группах практически одинакова.

Скорости сейсмических волн в осадочных породах

Пористость и фазовый состав флюидов в осадочных породах являются главными факторами, определяющими закономерности распределения упругих свойств пород в их естественном залегании. Они важны прежде всего для терригенных пород, но и карбонатные, пусть в меньшей степени, подвержены их влиянию. Кроме общей пористости, важна геометрия порового пространства: поры сферической формы (каверны) меньше влияют на скорости упругих волн, чем трещины, упорядоченные системы которых приводят к резкому уменьшению скоростей волн, их зависимости от направления фронта волны относительно трещин (анизотропия).

Через фактор пористости проявляется зависимость упругих свойств осадочных пород от условий образования, глубины залегания и положения в тектонической структуре.

Терригенные породы, образовавшиеся в континентальных и прибрежных условиях, сложены, как правило, из плохо окатанных и различных по размерам частиц; скорости упругих волн в них в среднем выше, чем в однородных мелкозернистых отложениях глубоководных и шельфовых зон.

Карбонатные породы хомогенных типов, более однородные и менее пористые, чем органогенные, характеризуются скоростями сейсмических волн на 10–15 % выше, чем органогенные. На глубине 0,5 км соответствующие значения скоростей продольных волн составляют в среднем 5,8 км/с и 4,8 км/с, но с возрастанием давления различие уменьшается, на глубине 3 км те же породы имеют скорости 6,5 и 6,0 км/с соответственно.

Зависимости скоростей сейсмических волн в осадочных породах от глубины залегания обнаруживают такую закономерность: чем больше пористость и меньше скорости при нормальных давлениях, тем выше степень увеличения скорости с давлением и глубиной залегания осадочных пород. Исключение составляют каменный уголь и соль, их упругие свойства почти не изменяются в интервале глубин до 5 км.

На глубинах более 3 км, при давлении более 0,1 ГПа увеличение скоростей сейсмических волн по причине сокращения пористости становится сравнимым с эффектом сжатия кристаллических решеток матрицы осадочных пород. В случаях аномально высоких пластовых давлений (флюидов в поровом пространстве), которые могут на глубинах 3–5 км вдвое и более превышать литостатическую нагрузку вышележащих толщ, скорости упругих волн понижаются примерно на 10 % по сравнению с теми же породами в нормальных условиях.

Влияние на скорости фазового состояния флюидов в поровом пространстве довольно велико. В газонасыщенных породах при атмосферном давлении скорости на 30–50 % меньше, чем в водонасыщенных породах. С глубиной, по мере закрытия пор, различие уменьшается. На глубине 4–5 км оно не превышает 5–10 %, т. е. становится близким к различию скоростей в водонасыщенных и газонасыщенных метаморфических породах (табл. 9). Различие скоростей в осадочных коллекторах, содержащих нефть или воду, невелико: около поверхности 5–10 %, на глубине 5 км (0,15 ГПа) не более 2 %.

В сложных тектонических условиях отдельные осадочные слои могут иметь разные значения скоростей упругих волн в разных час-

тях складок. Скорости уменьшаются в сводовых частях антиклинальных складок вследствие растяжения, с которым связывается повышение пористости и трещиноватости; в синклиналиях они обычно максимальны, а в зонах резких перегибов из-за систем сдвиговых трещин может проявляться анизотропия.

Для осадочных толщ характерно слоистое строение, наличие поверхностей раздела литологических разностей. Эти поверхности, если они разделяют слои, различающиеся по упругим свойствам – скоростям сейсмических волн, характеристикам поглощения или анизотропии, являются сейсмическими границами, объектами сейсморазведки. Границы характеризуются набором параметров: глубиной, углами наклона или рельефом, степенью дифференциации, устойчивостью в разрезе, резкостью и гладкостью. Среди этих параметров первые два имеют содержательный геологический смысл и определяются по результатам интерпретации сейсмических данных, а другие более существенны как элементы сейсмических моделей разреза при выборе методов сейсмических исследований, обоснования систем наблюдений и методов интерпретации волнового поля.

Степень дифференциации разреза определяется изменчивостью свойств от одного слоя к другому; от нее зависит интенсивность отраженных и преломленных волн на сейсмической границе и, следовательно, возможность выявления этой границы и определения ее характеристик по сейсмическим данным.

Для отраженных волн дифференциация разреза определяет значения коэффициентов отражения A_i на границах. A – это отношение амплитуд отраженной и падающей на границу волн. Для случая нормального падения плоских волн (реально коэффициент отражения зависит кроме того от угла между фронтом волны и границей):

$$A = |\sigma_1 v_1 - \sigma_2 v_2| / (\sigma_1 v_1 + \sigma_2 v_2), \quad (16)$$

где σv – акустическая жесткость – произведение плотности на скорость распространения сейсмических волн; индексы относятся к слоям над и под границей раздела; формула одинаково справедлива для продольных и поперечных волн. По отношению к преломленным волнам дифференциация разреза оценивается по коэффициентам прохождения – отношению амплитуд преломленной и нормально падающей на границу плоской волны:

$$B = 2\sigma_1 v_1 / (\sigma_1 v_1 + \sigma_2 v_2). \quad (17)$$

Поскольку скачки скоростей на границах, как правило, не велики, $\delta v < v_1$, (то же можно сказать о плотности), $B \approx v_1/v_2$. Дифференциация считается сильной, если коэффициент отражения A превышает 0,3, а коэффициент прохождения B меньше 0,5; слабая дифференциация – при $A < 0,1$ и $B > 0,8$.

Надо отметить, что по отношению к волнам разной поляризации один и тот же разрез может иметь различную степень дифференциации; например, поверхность грунтовых вод является сильной границей для Р-волн, но слабой для S-волн, так как скорости поперечных волн при водонасыщении изменяются много меньше, чем скорости продольных волн.

Резкими считаются границы, на которых значения скоростей или акустических жесткостей изменяются скачком, что обычно связано с резким изменением литологии и почти всегда сопровождается несогласные границы и перерывы в осадконакоплении. Границы с постепенными изменениями упругих характеристик называются градиентными, к ним относится, например, поверхность кристаллического фундамента с корой выветривания.

Гладкость границы характеризует ее способность формировать устойчивые по направлению отраженные волны или, напротив, рассеивать их. Граница считается гладкой, если радиус ее кривизны в любой точке превышает длину падающей волны. В иных случаях границу называют шероховатой; такими являются, например, нижняя граница зоны малых скоростей, поверхности соляных куполов, многие эрозионные границы.

Устойчивость границы оценивается степенью изменчивости упругих свойств и перечисленных характеристик границы по латерали.

Одинаковые осадочные породы разного возраста при сходстве структурных условий обнаруживают закономерное увеличение скоростей упругих волн от возраста: увеличение скоростей продольных волн $dv_p/dt v_p$ в среднем составляет 10^{-9} год⁻¹, примерно на 0,3 км/с за 100 млн лет. Непосредственным физическим фактором является, конечно, не сам возраст, а эпигенетические изменения пород, уменьшение пористости при длительной нагрузке вышележащих

толщ, возрастные изменения кристаллической структуры, динамометаморфизм.

Наиболее неоднородна по скоростям сейсмических волн верхняя часть осадочного разреза (ВЧР), в частности, зона малых скоростей (ЗМС) вблизи земной поверхности. Поскольку ВЧР и ЗМС имеют методическое значение для сейсморазведки, в табл. 10 приведены характерные значения скоростей продольных и поперечных волн в некоторых распространенных породах ВЧР.

Таблица 10

Скорости упругих волн в ВЧР

Породы	Сухие		Водонасыщенные	
	v_P , км/с	v_S , км/с	v_P , км/с	v_S , км/с
Известняки	1,0–4,5	0,5–2,8	2,0–5,0	0,5–2,8
Песчаники	0,8–4,0	0,5–2,5	1,8–4,5	0,5–2,5
Глины	0,4–1,8	0,1–0,4	1,8–2,5	0,1–0,4
Суглинки	0,3–0,6	0,1–0,3	1,5–1,9	0,1–0,3
Галечники	0,4–0,8	0,2–0,5	2,0–2,7	0,2–0,5
Пески	0,2–0,5	0,1–0,3	1,5–2,0	0,1–0,3
Супеси	0,2–0,6	0,1–0,3	1,4–1,8	0,1–0,3

В табл. 10 обращает на себя внимание:

а) независимость скоростей поперечных волн от водонасыщения порового пространства;

б) широкий диапазон значений скоростей для однотипных пород в условиях ВЧР;

в) слабая зависимость скоростей от литологических факторов при ведущей роли пористости.

В районах высоких широт средняя температура горных пород вблизи поверхности может быть ниже 0 °; это зоны вечной мерзлоты. Скорости упругих волн в мерзлых породах ВЧР много выше, чем в талых. Это увеличение пропорционально пористости: в почве болотистых районов v_P – с 1,5 до 3,5 км/с, песчаники – с 4 до 5 км/с, известняки – с 4,5 до 5,2 км/с.

ГОРНЫЕ ПОРОДЫ В ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ПОЛЯХ

В отличие от других геофизических методов, определяющие свойства электромагнитных методов зависят не только от состава, структуры и состояния горных пород, но и от частоты электромагнитного поля. Это следует из законов электромагнетизма.

Уравнения Максвелла

Распространение электромагнитного поля, взаимосвязи электрических и магнитных явлений выражаются системой уравнений Максвелла. Имеются дифференциальные и интегральные формы этих уравнений. Первые описывают связи между полями в малых объемах, вторые – в конечных объемах пространства (среды). Дифференциальные уравнения Максвелла обычно записываются в форме, справедливой для произвольной системы координат, для чего используются векторные операторы: **grad** – градиент, *div* – дивергенция, **rot** – ротор.

Система уравнений Максвелла в СИ имеет следующий вид:

$$\begin{aligned} 1) \text{ rot } \mathbf{H} &= \mathbf{j} + d\mathbf{D}/dt; \\ 2) \text{ rot } \mathbf{E} &= -d\mathbf{B}/dt; \\ 3) \text{ div } \mathbf{B} &= 0; \\ 4) \text{ div } \mathbf{D} &= q. \end{aligned} \tag{18}$$

Здесь **B** и **D** – векторы магнитной индукции и электрического смещения, **H** и **E** – векторы напряженности магнитного и электрического полей, **j** – плотность тока проводимости, *q* – плотность электрических зарядов.

Уравнения (18) дополняются материальными уравнениями, связывающими характеристики полей со свойствами среды:

$$\mathbf{B} = \mu_0 \mu \mathbf{H}. \tag{19}$$

Здесь μ – относительная магнитная проницаемость среды (безразмерная величина), $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ Гн/м – магнитная постоянная, которой придают смысл магнитной проницаемости вакуума.

$$\mathbf{D} = \varepsilon_0 \varepsilon \mathbf{E} = \varepsilon_0 \mathbf{E} + \mathbf{P}, \quad (20)$$

где $\mathbf{P} = \varepsilon_0 \chi_e \mathbf{E}$ – поляризованность среды (в данной точке), ε – относительная диэлектрическая проницаемость, $\varepsilon_0 = (1/4\pi) \cdot 10^{-10}$ Ф/м – электрическая постоянная, χ_e – диэлектрическая восприимчивость. Из (3) видим: $\varepsilon = 1 + \chi_e$.

$$\mathbf{j} = \gamma(\mathbf{E} + \mathbf{E}^*), \quad (21)$$

где γ – удельная электропроводность, \mathbf{E}^* – напряженность поля сторонних токов (обычно электрохимической природы).

Приведенная форма материальных уравнений справедлива для относительно слабых полей в изотропных средах, не содержащих сильных сегнетоэлектриков и ферромагнетиков (эти условия в геофизике, как правило, выдерживаются).

Уравнения Максвелла (18) и материальные уравнения (19–21) образуют замкнутую систему, позволяющую получить распределение электрических и магнитных полей по заданным зарядам и токам в средах с известными свойствами.

Смысл перечисленных выше векторных операторов поясним для декартовых координат.

1. Скалярное поле $U(x, y, z)$ имеет в каждой точке *градиент*

$$\mathbf{grad}U = \nabla U = (\mathbf{i}\partial U/\partial x + \mathbf{j}\partial U/\partial y + \mathbf{k}\partial U/\partial z) - \quad (22)$$

вектор, направленный в каждой точке по нормали к поверхности уровня U в сторону увеличения U ; величина градиента равна максимальному значению производной $\partial U/\partial l$, а l – направление наибольшего возрастания U в окрестности данной точки.

2. Векторное поле \mathbf{R} ($\mathbf{R} = \mathbf{i}X + \mathbf{j}Y + \mathbf{k}Z$), где X, Y, Z – составляющие \mathbf{R} по координатным осям, имеет *дивергенцию и ротор*:

$$\mathit{div}\mathbf{R} \equiv \nabla \cdot \mathbf{R} = (\partial X/\partial x + \partial Y/\partial y + \partial Z/\partial z) - \quad (23)$$

скаляр, имеющий смысл *расходимости* U в данной точке;

$$\mathit{rot}\mathbf{R} = \nabla \times \mathbf{R} = \mathbf{i}(\partial Z/\partial y - \partial Y/\partial z) + \mathbf{j}(\partial X/\partial z - \partial Z/\partial x) + \mathbf{k}(\partial Y/\partial x - \partial X/\partial y) - \quad (24)$$

это вектор *вихря* векторного поля, характеризующий степень его закрученности, изменчивости по направлению.

Оператор ∇ («набла») можно формально считать вектором, к которому применимы общие правила векторной алгебры: в (22) он умножается на скаляр U , в (23) мы имеем скалярное, а в (24) – векторное произведение векторов ∇ и \mathbf{R} .

Для дивергенции справедлива формула Остроградского:

$$\int_V \operatorname{div} \mathbf{R} dV = \int_S (\mathbf{R} \cdot \mathbf{n}) dS, \quad (25)$$

где $(\mathbf{R} \cdot \mathbf{n})$ – проекция вектора \mathbf{R} на направление нормали \mathbf{n} к замкнутой поверхности S в точках интегрирования.

Дивергенция (расходимость) векторного поля в любом объеме равна потоку вектора через замкнутую поверхность, ограничивающую этот объем. Эту формулу можно считать определением дивергенции (при $V \rightarrow 0$).

Для ротора есть формула Стокса:

$$\int_S (\operatorname{rot} \mathbf{R} \cdot \mathbf{n}) dS = \int_L \mathbf{R} \cdot d\mathbf{l}. \quad (26)$$

Она показывает, что поток вихря векторного поля через произвольную поверхность равен циркуляции этого векторного поля по замкнутому контуру, который ограничивает данную поверхность; это следует из определения для ротора в случае $S \rightarrow 0$.

Таким образом, каждому скалярному полю (U) может быть поставлено в соответствие векторное поле (U), а векторному (\mathbf{R}) – скалярное ($\nabla \cdot \mathbf{R}$) и другое векторное поле ($\nabla \times \mathbf{R}$).

С помощью формул Стокса и Остроградского получены уравнения Максвелла в интегральной форме. Из них следует, что

1) циркуляция вектора напряженности магнитного поля \mathbf{H} по замкнутому контуру L равна полному току (ток проводимости и ток смещения) через любую поверхность, ограниченную контуром;

2) циркуляция вектора напряженности электрического поля \mathbf{E} по замкнутому контуру L равна по модулю, но противоположна по знаку скорости изменения магнитного потока через любую поверхность, ограниченную этим контуром;

3) поток вектора магнитной индукции \mathbf{B} через замкнутую поверхность всегда равен нулю, даже если в области, ограниченной этой поверхностью, есть источники поля: магнитное поле дипольно;

4) поток вектора электрического смещения \mathbf{D} через любую замкнутую поверхность равен суммарному заряду в области, ограниченной этой поверхностью.

Таким образом, электрическое поле порождается изменениями магнитного поля и/или зарядами; магнитное поле возбуждается токами проводимости и смещения. Магнитное и электрическое поля питают друг друга и потому могут распространяться в среде вдали от источника как электромагнитные волны. Из уравнений 1 и 4 следует закон сохранения заряда

$$\operatorname{div} \mathbf{j} = -dq/dt. \quad (27)$$

Для произвольных сред (по геометрии границ раздела и распределению электромагнитных свойств) интегрирование уравнений Максвелла является очень трудной задачей. Решения получены пока лишь для довольно простых моделей полей и сред. Общий подход заключается в следующем: сначала получаем наиболее простые решения, а затем для простейших моделей полей последовательно усложняем модели среды или для простых моделей сред усложняем модели поля.

Простые модели полей

Потенциальное (безвихревое) поле удовлетворяет уравнению $\operatorname{rot} \mathbf{R} = 0$. Это любое поле градиента: $\mathbf{R} = \operatorname{grad} U$, так как имеет место тождество

$$\operatorname{rot}(\operatorname{grad} U) = 0 \quad (28)$$

для любого скалярного поля U . Это легко показать в прямоугольных координатах из сравнения (24) и (22): подставив в (24) $\partial U/\partial x$ вместо X , $\partial U/\partial y$ вместо Y , а $\partial U/\partial z$ вместо Z , получим, что все составляющие ротора по координатам тождественно равны нулю. Признаки потенциального поля:

$$\begin{aligned} \operatorname{rot} \mathbf{R} &= 0; \\ \mathbf{R} &= \operatorname{grad} U. \end{aligned}$$

Эти свойства эквивалентны, т. е. достаточно одного признака.

Условиям потенциальности удовлетворяют многие измеряемые в геофизике поля – гравитационное, геомагнитное, электростатическое, поле постоянного тока, тепловое.

Соленоидальное (несжимаемое) поле – это поле вихря другого векторного поля: $\mathbf{R} = \text{rot}\mathbf{P}$, для которого $\text{div}\mathbf{R} = 0$. Это следует из тождества (для любого поля \mathbf{P}):

$$\text{div}(\text{rot}\mathbf{P}) \equiv 0. \quad (29)$$

Тождество (29) выводится из (23) и (24). Оно означает, что поле вихря любого векторного поля соленоидальное. Признаки соленоидального поля:

$$\begin{aligned} \text{div}\mathbf{R} &= 0; \\ \mathbf{R} &= \text{rot}\mathbf{P}. \end{aligned}$$

В соленоидальном поле

$$\int_S (\mathbf{R} \cdot \mathbf{n}) dS = Q = 0. \quad (30)$$

Случай $Q > 0$ означает наличие *источника* поля, в случае $Q < 0$ говорят о существовании *стока* поля. Поля в окрестностях источников и стоков – не соленоидальные.

Потенциальное несжимаемое поле удовлетворяет уравнениям:

$$\text{div}\mathbf{R} = 0, \text{ и } \text{rot}\mathbf{R} = 0;$$

из второго следует, что $\mathbf{R} = \text{grad}U$, а из первого следует:

$$\text{div}\text{grad}U = \nabla^2 U = 0. \quad (31)$$

Это уравнение Лапласа. Функции, ему удовлетворяющие, называются гармоническими. К этому классу относятся многие геофизические функции вне области с источниками полей: гравитационный, магнитный и электрический потенциалы, напряженности полей.

Стационарные электромагнитные поля

Стационарные электромагнитные поля являются одними из простых видов полей. В отсутствии фактора времени уравнения (18) и (19–21) принимают вид

$$\begin{aligned}
\mathbf{rot}\mathbf{H} &= \mathbf{j}; & \mathbf{j} &= \gamma\mathbf{E}; \\
\mathbf{rot}\mathbf{E} &= 0; & \mathbf{D} &= \varepsilon_0\varepsilon\mathbf{E}; \\
\mathit{div}\mathbf{B} &= 0; & \mathbf{B} &= \mu_0\mu\mathbf{H}. \\
\mathit{div}\mathbf{D} &= q;
\end{aligned}
\tag{32}$$

Будем считать среду изотропной по проводимости γ , магнитной μ и диэлектрической ε проницаемости, и рассматривать эти свойства как скалярные. Но они функции координат, поэтому их распределение представляется как скалярное поле. Из (32) можно заключить, что электрическое поле – потенциальное, а магнитное – вихревое, соленоидальное. Если среда однородна, т. е. свойства (γ , ε , μ) – постоянны, число переменных в уравнениях (32) уменьшается:

$$\begin{aligned}
\mathbf{rot}\mathbf{H} &= \mathbf{j}; & \mathbf{rot}\mathbf{E} &= 0; \\
\mathit{div}\mathbf{H} &= 0; & \mathit{div}\mathbf{E} &= q/\varepsilon_0\varepsilon.
\end{aligned}
\tag{32}$$

Дальше преобразование (32) выполняется на основе тождества:

$$\mathbf{rot}(\mathbf{rot}\mathbf{P}) \equiv \mathbf{grad}\mathit{div}\mathbf{P} - \nabla^2\mathbf{P}.
\tag{33}$$

Преобразуем: $\mathbf{rot}(\mathbf{rot}\mathbf{H}) = \mathbf{rot}\mathbf{j} = \gamma\mathbf{rot}(\mathbf{rot}\mathbf{E}) = 0 = \mathbf{grad}\mathit{div}\mathbf{H} - \nabla^2\mathbf{H}$, но $\mathit{div}\mathbf{H} = 0$, получаем:

$$\nabla^2\mathbf{H} = 0.
\tag{34}$$

Уравнение Лапласа можно получить точно так же и для напряженности электрического поля в области, где нет зарядов ($q = 0$):

$$\nabla^2\mathbf{E} = 0.
\tag{35}$$

Стационарное магнитное поле, таким образом, потенциальное и соленоидальное: с одной стороны, вектор \mathbf{H} можно считать градиентом скалярного поля – магнитного потенциала U ; а с другой – магнитную индукцию считать вихрем векторного потенциала \mathbf{A} :

$$\mathbf{H} = -\mathbf{grad}U;
\tag{36}$$

$$\mathbf{B} = \mathbf{rot}\mathbf{A}.
\tag{37}$$

Стационарное электрическое поле потенциальное (и соленоидальное в областях без зарядов); ему ставится в соответствие электрический потенциал:

$$\mathbf{E} = -\text{grad}\varphi, \quad (38)$$

где φ имеет смысл потенциала положительного заряда.

Уравнения Максвелла линейны в том смысле, что для электромагнитных полей справедлив принцип суперпозиции: для любой суммы полей уравнения Максвелла справедливы, если они верны для каждого поля в отдельности.

Распространение электромагнитного поля вне его источников в зависимости от частоты в излучателе и от свойств среды (γ , ϵ , μ) может носить волновой или диффузный характер. Электромагнитные волны имеют скорость:

$$v = c(\epsilon_0\epsilon\mu_0\mu)^{-1/2}, \quad (39)$$

скорость света в вакууме

$$c = (\epsilon_0\mu_0)^{-1/2}. \quad (40)$$

Это соотношение устанавливает связь между постоянными систем единиц СИ и СГС.

В электромагнитной волне векторы \mathbf{E} , \mathbf{H} , и \mathbf{v} (скорость волны) ортогональны и образуют правовинтовую систему. Изменения $\mathbf{H}(t)$ и $\mathbf{E}(t)$ синфазные:

$$|\mathbf{E}|(\epsilon_0\epsilon)^{-1/2} = |\mathbf{H}|(\mu_0\mu)^{-1/2}. \quad (41)$$

В непроводящей среде ($\gamma = 0$) уравнения (15) распадаются на независимые уравнения электростатики (неподвижные заряды) и магнитостатики (магнитные диполи).

Электростатика:

$$\begin{aligned} \text{rot}\mathbf{E} &= 0; \\ \text{div}\mathbf{D} &= q, \end{aligned} \quad (42)$$

это потенциальное поле.

Магнитостатика:

$$\begin{aligned} \text{rot}\mathbf{H} &= 0; \\ \text{div}\mathbf{B} &= 0 - \end{aligned} \quad (43)$$

потенциальное несжимаемое поле.

В области, не содержащей свободных зарядов и сторонних токов, имеет место *электростатическая аналогия*: поле постоянного тока

описывается такими же уравнениями, что и электростатическое поле; в *электростатике*:

$$\begin{aligned} \mathbf{rot}\mathbf{E} &= 0; \\ \mathit{div}\mathbf{D} &= 0; \\ \mathbf{D} &= \varepsilon_0\varepsilon\mathbf{E}; \end{aligned} \quad (44)$$

постоянный ток:

$$\begin{aligned} \mathbf{rot}\mathbf{H} &= 0; \\ \mathit{div}\mathbf{B} &= 0; \\ \mathbf{j} &= \gamma\mathbf{E}. \end{aligned} \quad (45)$$

Магнитное поле постоянного тока описывается замкнутой системой уравнений Максвелла, материального уравнения и уравнения неразрывности:

$$\begin{aligned} \mathbf{rot}\mathbf{H} &= \mathbf{j}; \\ \mathit{div}\mathbf{B} &= 0; \\ \mathbf{B} &= \mu_0\mu\mathbf{H}; \\ \mathit{div}\mathbf{j} &= 0. \end{aligned} \quad (46)$$

Это поле соленоидальное, поэтому можно ввести векторный магнитный потенциал \mathbf{A} . По определению $\mathbf{B} = \mathbf{rot}\mathbf{A}$.

В однородной среде

$$\mathbf{rot}\mathbf{B} = \mu_0\mu\mathbf{rot}\mathbf{H} = \mu_0\mu\mathbf{j},$$

следовательно,

$$\mathbf{rot}(\mathbf{rot}\mathbf{A}) = \mu_0\mu\mathbf{j}$$

и, учитывая тождество (33), получаем векторное уравнение Пуассона для потенциала \mathbf{A} :

$$\nabla^2\mathbf{A} = \mu_0\mu\mathbf{j}. \quad (47)$$

Оно сводится к трем скалярным уравнениям для составляющих вектора \mathbf{A} по координатным осям:

$$\nabla^2 A_x = \mu_0\mu j_x; \quad \nabla^2 A_y = \mu_0\mu j_y; \quad \nabla^2 A_z = \mu_0\mu j_z. \quad (47')$$

При отсутствии токов ($\mathbf{j} = 0$), например в диэлектриках, уравнения (47) и (47') преобразуются в уравнения Лапласа: $\nabla^2\mathbf{A} = 0$.

Решением таких уравнений для магнитного поля тока является закон Био – Савара

$$\mathbf{B}(\mathbf{r}') = (\mu_0/4\pi) \int_V \mu [(\mathbf{r} - \mathbf{r}') \times \mathbf{j}(\mathbf{r})] dV / (r - r')^3. \quad (48)$$

На основе (48) с учетом принципа суперпозиции получены выражения для магнитного поля произвольной системы токов. Геофизики обычно используют простые системы токов в источниках, чтобы неоднородности электромагнитных полей были связаны со структурой среды, а не с интерференцией нормальных полей.

Электромагнитные поля в однородных средах

Нормальным электромагнитным полем принято называть поле в среде с простой структурой, как правило, в однородной, когда все свойства не зависят от координат: $\gamma = \text{const}$, $\varepsilon = \text{const}$, $\mu = \text{const}$. При этих условиях, используя материальные уравнения (2)–(4) и тождество (21), уравнения Максвелла приводят к виду с разделенными переменными:

$$\begin{aligned} \nabla^2 \mathbf{E} - \mu_0 \mu \varepsilon_0 \varepsilon d^2 \mathbf{E} / dt^2 - \mu_0 \mu \gamma d \mathbf{E} / dt &= 0; \\ \nabla^2 \mathbf{H} - \mu_0 \mu \varepsilon_0 \varepsilon d^2 \mathbf{H} / dt^2 - \mu_0 \mu \gamma d \mathbf{H} / dt &= 0. \end{aligned} \quad (49)$$

Эти уравнения (называемые телеграфными) слишком сложны для геофизических приложений. Их упрощение возможно в предположениях слабой проводимости среды и/или низкой частоты поля.

Если среда – изолятор ($\gamma = 0$), то получаем волновые уравнения

$$\begin{aligned} \nabla^2 \mathbf{E} - \mu_0 \mu \varepsilon_0 \varepsilon d^2 \mathbf{E} / dt^2 &= 0; \\ \nabla^2 \mathbf{H} - \mu_0 \mu \varepsilon_0 \varepsilon d^2 \mathbf{H} / dt^2 &= 0. \end{aligned} \quad (50)$$

Для медленно меняющихся (низкочастотных) полей в проводящей среде ($\gamma > 0$) можно пренебречь слагаемыми со вторыми производными напряженности полей по времени; в результате получают уравнения диффузии электромагнитного поля (аналогичные уравнению теплопроводности):

$$\begin{aligned} \nabla^2 \mathbf{E} - \mu_0 \mu \gamma d \mathbf{E} / dt &= 0; \\ \nabla^2 \mathbf{H} - \mu_0 \mu \gamma d \mathbf{H} / dt &= 0. \end{aligned} \quad (51)$$

Очевидно, что в непроводящей среде уравнения (39) вырождаются в уравнения Лапласа, которые были получены раньше для стационарного поля:

$$\begin{aligned}\nabla^2 \mathbf{E} &= 0; \\ \nabla^2 \mathbf{H} &= 0.\end{aligned}\quad (52)$$

Монохроматическое квазистационарное поле

Гармонические низкочастотные поля имеют широкое применение в электроразведке, как непосредственно, так и в анализе нестационарных полей. Любое переменное поле можно представить (через ряд или интеграл Фурье) суммой монохроматических полей.

Рассмотрим поле с произвольной частотой ω :

$$\mathbf{H}(t) = \mathbf{i}H_x \cos(\omega t - \varphi_x) + \mathbf{j}H_y \cos(\omega t - \varphi_y) + \mathbf{k}H_z \cos(\omega t - \varphi_z), \quad (53)$$

где H_x, H_y, H_z – амплитуды, а $\varphi_x, \varphi_y, \varphi_z$ – фазы компонент напряженности магнитного поля \mathbf{H} (выражение для \mathbf{E} не приводим по причине его полной аналогии). Для удобства в дальнейшем представим периодическую зависимость $\mathbf{H}(t)$ с помощью экспоненты, используя формулы Эйлера: $\exp[-i(\omega t - \varphi)] = \cos(\omega t - \varphi) - i\sin(\omega t - \varphi)$ и $\cos(\omega t - \varphi) = \operatorname{Re} \exp[-i(\omega t - \varphi)]$.

Можно записать далее:

$$\mathbf{H}(t) = \operatorname{Re}[\mathbf{i}H_x \exp(-i\varphi_x) + \mathbf{j}H_y \exp(-i\varphi_y) + \mathbf{k}H_z \exp(-i\varphi_z)] \exp(-i\omega t). \quad (54)$$

Выражение в квадратных скобках в (54) называется комплексным амплитудным вектором \mathbf{H}' поля $\mathbf{H}(t) = \mathbf{H}' \exp(-i\omega t)$.

Аналогично комплексные векторы вводятся для других характеристик электромагнитного поля \mathbf{H} и \mathbf{E} , \mathbf{B} и \mathbf{D} .

Уравнения Максвелла преобразуются (приведено только первое):

$$\operatorname{Re}[\operatorname{rot} \mathbf{H}' \exp(-i\omega t) = \operatorname{Re}\{\gamma \mathbf{E}' \exp(-i\omega t)\} + \operatorname{Re}[\mathbf{D}' d[\exp(-i\omega t)]/dt]. \quad (55)$$

Дифференцируем (55) по t ; так как $d[\exp(-i\omega t)]/dt = -i\omega \exp(-i\omega t)$, получаем амплитудные уравнения исключением из обеих частей равенства (55) множителя $\exp(-i\omega t)$. С учетом материальных уравне-

ний (19–21) можно записать уравнения Максвелла в амплитудной форме

$$\begin{aligned}\mathbf{rot}\mathbf{H} &= \gamma\mathbf{E} - i\omega\epsilon_0\epsilon\mathbf{E}; \\ \mathbf{rot}\mathbf{E} &= i\omega\mu_0\mu\mathbf{H}; \\ \mathit{div}(\mu_0\mu\mathbf{H}) &= 0; \\ \mathit{div}(\epsilon_0\epsilon\mathbf{E}) &= q\end{aligned}\quad (56)$$

(индекс ' здесь и далее опускаем, так как множитель $i\omega$ показывает, что мы имеем дело с амплитудами полей).

В уравнениях (56) можно разделить переменные с помощью процедуры, которую мы уже применяли (**rotrot**):

$$\begin{aligned}\nabla^2\mathbf{H} &= -i\omega\mu_0\mu\gamma\mathbf{H}; \\ \nabla^2\mathbf{E} &= -i\omega\mu_0\mu\gamma\mathbf{E}.\end{aligned}\quad (57)$$

Обозначив $i\omega\mu_0\mu\gamma = k^2$, получим известный вид уравнений Гельмгольца

$$\begin{aligned}\nabla^2\mathbf{H} + k^2\mathbf{H} &= 0; \\ \nabla^2\mathbf{E} + k^2\mathbf{E} &= 0,\end{aligned}\quad (58)$$

где k – волновое число, объединяющее в себе характеристики среды и поля. Используя равенство $(i) = + (1 + i)/\sqrt{2}$, получаем для k более удобную форму записи:

$$k = (1 + i)(\omega\mu_0\mu\gamma/2)^{-1/2}.\quad (59)$$

Волновое число связано с длиной волны λ , $k = (1 + i)2\pi/\lambda$, и

$$\lambda = 2\pi(\omega\mu_0\mu\gamma/2)^{1/2}.\quad (60)$$

В вакууме $\mu = 1$, во многих горных породах $\mu \approx 1$, поэтому:

$$\lambda \sim (10^7\rho T)^{1/2},\quad (61)$$

где $\rho = 1/\gamma$ – удельное сопротивление среды (Ом·м), $T = 2\pi/\omega$ – период (с), λ измеряется в метрах.

С частотой (периодом) и удельным сопротивлением среды связана глубина проникновения электромагнитного поля в среду или

толщина *скин-слоя* δ . Это расстояние, на котором амплитуда поля уменьшается в e раз: $A(z)/A(z + \delta) = e$; так как $A(z) = A(0)\exp(-2\pi z/\lambda)$, и $A(z + \delta) = A(0)\exp[2\pi(z + \delta)/\lambda]$, получаем:

$$\delta = (1/2\pi)(10^7 \rho T)^{1/2} \approx 0.16(10^7 \rho T)^{1/2}. \quad (62)$$

Электромагнитное поле в среде с конечной проводимостью проникает тем глубже, чем больше сопротивление среды и ниже частота поля. От частоты и проводимости зависит волновое число (длина волны), как видно в (60). На разных частотах эффективно работают разные комплексы определяющих свойств пород. В них входят: проводимость γ , диэлектрическая ϵ и магнитная μ проницаемость, частота электромагнитного поля ω . Если поле описывается уравнением Гельмгольца (58), то эти физические комплексы комплексны и в математическом смысле (содержат множитель i).

Электромагнитные явления в горных породах

Характеристиками свойств пород в электроразведке являются удельное электрическое сопротивление ρ , диэлектрическая проницаемость ϵ и магнитная проницаемость μ , а также поляризуемость η . В отличие от других геофизических методов, эти свойства зависят не только от состава, структуры и состояния горных пород, но и от характеристик электромагнитного поля, а конкретно – от частоты.

Поляризация представляет собой накопление в породных массах электрических зарядов и дипольного момента под действием приложенной извне разности потенциалов. Вектор поляризации \mathbf{P} (поляризованность) определяет плотность дипольного момента среды. Он суммируется с напряженностью внешнего поля, так что поле смещения в среде $\mathbf{D} = \epsilon_0 \epsilon \mathbf{E} = \epsilon_0 \mathbf{E} + \mathbf{P}$. $\mathbf{P} = \epsilon_0 \chi_e \mathbf{E}$ (χ_e – диэлектрическая восприимчивость, $\epsilon = 1 + \chi_e$). В физике диэлектриков величину $\epsilon_0 \chi_e$, имеющую смысл абсолютной диэлектрической восприимчивости, называют поляризуемостью. В электроразведке поляризуемость η вводят как отношение модуля напряженности поля в поляризованной среде $E_{ВП}$ к питающему полю E , $\eta = E_{ВП}/E$, в процентах.

Механизмы и время поляризации τ разнообразны. Быстрая поляризация вызывается смещением зарядов частиц: электронов, ионов,

атомов валентных кристаллов; характерное время этой поляризации $\tau \sim 10^{-12}$ с, а значения η от 4 до 12 %. Такая поляризация возникает в массивах более или менее однородных пород. Большого времени требует ориентационная поляризация (полярных диэлектриков – газов и жидкости в порах), $\tau \sim 10^{-9}$ с и значения η от единиц до 80 % (у воды). Относительно медленными ($\tau = 10^2$ –1с) являются процессы релаксационной (тепловой) поляризации ионных кристаллов и структурной поляризации – электролитической, электроосмотической, миграционной и концентрационно-диффузионной в средах с межфазными границами.

Эти свойства важны в группе методов электроразведки, использующих поля физико-химической природы для поисков рудных залежей, подземных вод (ЕП – естественного поля, ВП – вызванной поляризации). Они применяются довольно редко, поэтому данных о закономерностях распределения электрохимической активности и поляризуемости в зависимости от химического и фазового состава, структуры пород и руд, а также от характера границ тел пока немного. Они далее не рассматриваются.

Диэлектрическая проницаемость существенную роль играет в закономерностях распространения высокочастотных электромагнитных полей. Так как в проводящей среде квадрат глубины проникновения поля обратно пропорционален частоте (62), основу электроразведки составляют низкочастотные методы. Для них важны не сами по себе диэлектрическая и магнитная проницаемость среды, а комплексные характеристики (среды и поля): импеданс Z , волновое число k , добротность Q :

$$Q = \omega \epsilon_0 \epsilon_r. \quad (62)$$

Для импеданса и волнового числа используются различные выражения в зависимости от частоты поля и проводимости среды; в них связываются диэлектрическая и магнитная проницаемость, электропроводность и частота поля. Относительная роль диэлектрической проницаемости ϵ и проводимости γ определяется соотношением токов проводимости и смещения. Плотность полного тока $\mathbf{j}_{\text{полн}}$, согласно закону Ома и уравнениям Максвелла (32), равна

$$\mathbf{j}_{\text{полн}} = \gamma \mathbf{E} + \omega \epsilon_0 \epsilon d\mathbf{E}/dt. \quad (63)$$

В низкочастотных полях $d\mathbf{E}/dt$ мало, главную роль играют токи проводимости. Для гармонического поля $\mathbf{E}(t) = \mathbf{E}_0 \exp(i\omega t)$ амплитуды тока и напряженности поля связаны соотношением:

$$\mathbf{j}_{\text{полн}} = \gamma \mathbf{E} + i\omega \epsilon_0 \epsilon \mathbf{E}, \quad (64)$$

т. е. роль токов смещения растет с увеличением частоты ω . Магнитная проницаемость μ , связанная, как уже отмечалось в разделе о магнитных свойствах пород, с магнитной восприимчивостью κ простой зависимостью $\mu = 1 + \kappa$, для большинства горных пород и руд мало отличается от единицы; только у ферромагнитных минералов (в железных рудах) величины μ могут достигать 5–10 в малых объемах рудных тел. Магнитная проницаемость определяет распространение переменных электромагнитных полей. Диффузионные слагаемые в уравнениях распространения электромагнитных волн в однородной среде с проводимостью γ имеют коэффициент пропорциональности $\mu_0 \mu \gamma$; волновые слагаемые – коэффициенты $\mu_0 \mu \epsilon_0 \epsilon$, в амплитудные уравнения Гельмгольца для гармонических полей входит квадрат волнового числа k :

$$k^2 = i\omega \mu_0 \mu \gamma. \quad (65)$$

Важнейшей геоэлектрической характеристикой горных пород является удельное электрическое сопротивление ρ или удельная проводимость $\gamma = 1/\rho$, которая, как и удельное сопротивление, относится к единице объема. Проводимость – это способность среды к переносу зарядов – электронов, ионов, дырок. Вещества с металлической связью обнаруживают электронную проводимость, ионные кристаллы и растворы электролитов обладают ионной проводимостью, валентные кристаллы могут иметь электронную и дырочную проводимость. Напомним, что в природе разные виды связи могут сочетаться даже в одном кристалле, естественно, что в горных породах может проявляться проводимость всех типов. Однако концентрации ответственных за электронную проводимость самородных металлов, сульфидов (галенит, пирротин, халькопирит и некоторые другие), небольшого числа окислов железа и олова (магнетит, гематит, касситерит) и графита в горных породах обычно невелики (за исключением рудных тел). Все породообразующие минералы, магматиче-

ские и метаморфические породы обнаруживают проводимость ионного типа, следовательно, их сопротивление сильно зависит от присутствия воды, других флюидов, растворимости минералов, а также от температуры, с ростом которой сопротивление уменьшается.

В электроразведке методами сопротивлений, использующей постоянный ток или переменный ток очень низкой частоты (для предотвращения поляризации приемных заземлений), электрическое поле устанавливается в соответствии с распределением удельного сопротивления в среде, если выбраны подходящие параметры установки и достаточна мощность источника тока, чтобы преодолеть слабую проводимость слоев в верхней части разреза. Распределение тока в различных геоэлектрических условиях зависит свойств ВЧР. Неблагоприятны для методов сопротивлений разрезы с хорошо проводящим верхним слоем, так как в более глубокие горизонты электрическое поле практически не проникает, и разрезы с изолирующим покрытием, потому что для введения поля в среду нужна большая мощность источника тока.

Переменное электромагнитное поле в земной коре создается индуктивным или гальваническим способами. Индуцированное поле возникает в среде под действием переменного внешнего геомагнитного поля или с помощью искусственных источников: магнитных диполей – незаземленных контуров с переменным током, гармоническим или импульсным, а также длинных кабелей; высокочастотные электромагнитные поля излучаются антеннами в виде замкнутых контуров (магнитных диполей) или разомкнутых проводов (электрических диполей). В низкочастотной области электрические диполи реализуются гальваническим способом ввода поля в среду с помощью заземленных линий.

Формирование в земной коре низко- и высокочастотных индуцированных полей различается относительной ролью токов проводимости и токов смещения. В низкочастотных полях преобладают токи проводимости и геоэлектрический разрез определяется как разрез удельных сопротивлений, хотя в измеряемых характеристиках (входной импеданс Z_0 , волновой вектор \mathbf{k}) имеет значение диэлектрическая проницаемость. Высокочастотные поля не могут глубоко проникнуть в проводящую среду: толщина скин-слоя, как известно, обратно пропорциональна квадратному корню из проводимости γ и частоты ω (62).

ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

Электрические свойства элементов и минералов

Электропроводность чистых веществ (элементов) определяется в первую очередь особенностями структуры валентных электронных оболочек, которые описываются зонной теорией, т. е. их заполнением и шириной энергетической щели между валентной зоной и зоной проводимости. По этому признаку элементы разделяются на проводники – металлы, полупроводники и диэлектрики.

Электропроводность металлов определяется формулой $\gamma = ne^2\tau/m$, где e – заряд электрона, m – его масса; n – плотность электронов проводимости (их число в единице объема уменьшается с увеличением атомного радиуса и атомного номера); τ – время релаксации (промежуток между столкновениями), в течение которого поле действует на свободный электрон. Это наиболее изменчивый фактор ввиду его зависимости от температуры и концентрации дефектов, особенно примесных атомов. Так, удельное сопротивление меняется от $(1,6-2,2) \cdot 10^{-8}$ Ом·м у серебра, меди и золота до $\sim 10^6$ Ом·м у ртути, лантана и гадолиния. С ростом температуры сопротивление металлов возрастает, $d\rho/dT > 0$, что отличает их от полупроводников, у которых $d\rho/dT < 0$. Металлы имеют частично заполненную валентными электронами верхнюю разрешенную зону и очень низкий энергетический барьер перехода электронов в зону проводимости.

У элементов-диэлектриков есть заполненная валентная зона и пустая зона проводимости с большим (более 5 эВ) энергетическим барьером между ними. Идеальные диэлектрики возможны только при температуре, близкой к 0 К. В реальных условиях многие кристаллы с четным числом валентных электронов в элементарной ячейке и не перекрывающимися энергетическими уровнями имеют свойства диэлектриков при малой концентрации примесей и в относительно слабых электрических полях.

Для полупроводников характерны либо почти полное, либо очень малое заполнение валентных зон, небольшая ширина запрещенной зоны ниже зоны проводимости. Под действием теплового

возбуждения или в связи с наличием примесных атомов эта щель сужается, что обуславливает температурную или примесную проводимость. В зависимости от этих условий удельное сопротивление элементов-полупроводников меняется в широких пределах – от 10^{-5} до 10^5 Ом·м.

Среди минералов по электропроводности различают:

а) *электронные проводники*: ток создается направленным движением нелокализованных электронов, сопротивление вызвано столкновениями электронов с атомами; вероятность столкновения растет с температурой, поэтому $\partial\rho/\partial T > 0$. К этому классу относятся минералы самородных металлов, многие сульфиды металлов, графит и антрацит;

б) *ионные проводники*: ток создают переносимые ионами заряды. В твердом состоянии возможность перемещения ионов ограничена, поэтому проводимость зависит от растворимости и температуры; с ростом температуры сопротивление уменьшается: $\partial\rho/\partial T < 0$; при наличии растворителей или повышенной температуре к этому классу можно отнести многие минералы: галоиды – галит, сильвин, карналлит, нитраты; некоторые окислы и гидроокислы, карбонаты, сульфаты и алюмосиликаты;

в) *полупроводники*: в зависимости от примесей они обнаруживают проводимость типа p (электронную, донорную) или n (дырочную, акцепторную); сопротивление зависит от температуры, $\partial\rho/\partial T < 0$, и концентрации примесей, $\partial\rho/\partial C < 0$. К этому классу относится большое число минералов – окислов, силикатов и нерастворимых солей. Есть много минералов, которые обнаруживают в зависимости от термодинамических условий и флюидной среды свойства полупроводников, ионных полупроводников или диэлектриков;

г) *диэлектрики*: по определению удельное сопротивление велико, но у реальных минералов оно не превышает 10^{15} Ом·м; это нерастворимые окислы, силикаты; при высоких температурах в них возможна примесная, а также ионная проводимость, связанная с перемещением вакансий в кристаллической решетке.

Электропроводность горных пород определяется не только свойствами слагающих их минералов, но и характером сростания разных минералов. Есть минералы, которые чаще образуют проводящие сростания с другими, например пирротин, халькопирит, а другие, с довольно высокой индивидуальной электропроводностью, например

галенит и магнетит, обычно образуют сростания, которые дают повышение удельного сопротивления.

Различия поляризационных и диэлектрических характеристик минералов в зависимости от состава и кристаллической структуры не очень существенны для практики электроразведки. Большее значение имеют в этом плане межфазные и межзерновые границы в горных породах. Следует обратить внимание лишь на существенное отличие от других минералов диэлектрической проницаемости ϵ воды и нефти: 80 и 10–30 соответственно, против 4–12 у большинства других минералов.

Электрические свойства кристаллических пород

Так как породообразующие минералы относятся в основном к категории диэлектриков или полупроводников и их удельное сопротивление составляет 10^6 – 10^{15} Ом·м, неизменные магматические породы характеризуются, как правило, довольно высокими удельными сопротивлениями. Существенной разницы между интрузивными и эффузивными палеотипными породами не отмечается.

Удельные сопротивления ненарушенных и слабо измененных пород лежат в интервале 10^4 – 10^7 Ом·м, в частично расплавленном состоянии (под литосферой) – 10^2 – 10^4 Ом·м, но в зонах смятия, трещиноватости, рассланцевания с повышенной пористостью и флюидонасыщенностью – от 10 до первых сотен омметров. Кайнотипные эффузивы имеют несколько меньшие значения удельных сопротивлений, чем аналогичные по химическому составу палеотипные, примерно на порядок, но это отличие не велико сравнительно с разбросом значений ρ внутри каждой группы пород. Причина в том, что состав и генезис магматических пород не являются главными определяющими факторами электропроводности горных пород, которая много больше зависит от пористости, трещиноватости, состава и концентрации флюидов. Обычно кристаллический скелет породы имеет на 6–8 порядков более высокое удельное сопротивление, чем жидкая фаза в поровом пространстве.

По этим же причинам относительно невелика дифференциация по удельному сопротивлению метаморфических пород. В большинстве случаев метаморфические породы имеют примерно на порядок меньшие удельные сопротивления, чем соответствующие им неиз-

менные породы; особенно сильно уменьшается ρ в процессах графитизации, сульфитизации, когда в породе приобретает большой вес металлическая проводимость, а также при серпентинизации гипербазитов. Есть и исключения: мраморы и кварциты имеют обычно на 2–3 порядка большие сопротивления, чем известняки и песчаники.

В табл. 11 приведены характерные значения удельного сопротивления и диэлектрической проницаемости основных породообразующих минералов, распространенных горных пород (включая осадочные) и некоторых полезных ископаемых.

Таблица 11

Электрические свойства минералов и горных пород

Минералы, породы	$\lg\rho$	ϵ	Минералы, породы	$\lg\rho$	ϵ
Кварц	10–12	4–5	Алмаз	20	5–6
Полевые шпаты	10–12	5–8	Графит	-6(-4)	80–90
Биотит	12–15	6–7	Галит	2–15	5–6
Мусковит	-1–2	5–6	Гематит	-5	25–90
Кальцит	7–12	7–9	Лимонит	6–8	3–4
Оливин	8–10	6–7	Пирротин	-5(-4)	80–90
Пироксены	7–10	6–9	Молибденит	-3(-1)	30–90
Граниты	3–8	5–10	Известняки	2–5	7–15
Диориты	4–8	6–14	Мергели	2–5	5–12
Габбро	3–7	6–12	Песчаники	1–6	4–12
Базальты	3–5	7–15	Алевролиты	1–6	5–16
Перидотиты	5–7	7–12	Аргиллиты	1–5	5–15
Кварциты	3–8	5–12	Сланцы глин.	1–5	6–18
Гнейсы	2–5	6–10	Глины	1–5	6–20
Серпентиниты	2–5	6–10	Пески	1–6	4–30
Сланцы крист.	2–5	5–30	Вода	-1–5	80
Мраморы	4–7	7–15	Нефть	9–14	10–30
Роговики	3–7	6–20	Антрацит	-4(-2)	-
Скарны	2–7	7–40	Бурый уголь	2–6	-

Диэлектрическая проницаемость ϵ зависит от частоты; в таблице приведены ее значения для частот порядка 1 кГц. С увеличением частоты ϵ уменьшается (в сухих породах незначительно, а в водонасыщенных довольно сильно). Имеются данные о зависимости ди-

электрической проницаемости от размера зерен: тонкодисперсные водонасыщенные породы имеют большие значения ϵ , в особенности на низких частотах.

Для тонкослоистых разрезов и горных пород с преобладающей ориентацией минералов низких сингоний характерна анизотропия; вдоль слоистости диэлектрическая проницаемость ϵ всегда выше, при этом у водонасыщенных пород это различие выражено сильнее, чем у сухих. Как видим, диэлектрическую проницаемость трудно считать константой материала. Большие значения ϵ имеют вода (80), меньше нефть (20–30).

Среди рудных минералов повышенными значениями диэлектрической проницаемости характеризуются сульфиды свинца, меди и железа (галенит, халькозин, пирит, пирротин, халькопирит), а также молибденит, окислы железа и титана (магнетит, гематит, рутил). Многие минералы и горные породы имеют близкие значения ϵ .

Удельное сопротивление горных пород также обнаруживает эффект частотной дисперсии: чем выше частота, тем ниже сопротивление, коэффициент $\partial\rho/\partial T$ варьирует в пределах от 0 до -2 Ом·м/Гц, но это существенно для высоких частот, которые не применяются при изучении глубинного распределения электропроводности. В частотном диапазоне до 1 кГц дисперсией электропроводности, как правило, пренебрегают, поскольку ее влияние меньше естественной дисперсии значений ρ для всех типов пород.

Удельное сопротивление магматических и метаморфических пород почти не зависит от состава и определяется типом увлажнения, содержанием и минерализацией флюидов в порах и трещинах. Выше уровня грунтовых вод – это гигроскопическая влажность, ниже – капиллярная, жильная или свободная, на больших глубинах – поровая. Количественное представление о влиянии влажности на удельное сопротивление пород по измерениям в образцах и естественном залегании, по данным ВЭЗ, дает табл. 12 (вместо ρ для компактности приведены значения $\lg\rho$). Различается влажность гигроскопическая, в минералах, и поровая (капиллярная) – при небольшой минерализации. В таблице приведены значения десятичного логарифма удельного сопротивления некоторых пород, обогащенных рассеянными рудными минералами, графитом, углистым веществом с электронной проводимостью.

Удельное сопротивление увлажненных пород

Горные породы	I _{gr} , по образцам		I _{gr} , по ВЭЗ	
	Гигроск.	Поровая	Поровая	Рудные
Гранитоиды	6–8	3–5	3–5	1–4
Диориты, габбро	5–7	3–6	3–5	1–4
Гипербазиты	5–7	5–6	4–5	1–3
Диабазы, порфириты	4–7	4–5	3–5	2–4
Базальты, андезиты	3–5	2–5	2–3	2–3
Кристал. сланцы	3–5	2–5	2–5	2–4
Мраморы, кварциты	6–8	3–5	2–4	2–3
Известняки	4–6	2–5	2–3	0–2
Песчаники	6–6	1–3	1–2	0–2
Алевролиты	4–5	1–2	1–2	0–2
Аргиллиты	3–5	1–2	1–2	0–2
Глинистые сланцы	3–5	1–2	1–2	0–2

Как видим, диапазоны значений удельного сопротивления разных пород довольно широки, они перекрываются, так что геолого-петрографическая интерпретация для конкретных разрезов невозможна без дополнительных данных. Во многих случаях различие значений удельных сопротивлений в разрезе меньше приведенных в табл. 11 и 12 его вариаций для любых пород. Поэтому геофизики часто ограничиваются структурными результатами электроразведки без литологической диагностики полученных разрезов.

В разных районах в связи с различием минерализации пластовых и поровых вод удельные сопротивления одних и тех же по составу и структуре пород существенно различаются. К примеру, гранитоиды Балтийского щита почти повсеместно имеют на порядок более высокое удельное сопротивление, чем на Украинском щите. Обычно повышенную минерализацию имеют воды разрабатываемых рудных месторождений, и все породы в них имеют пониженные значения удельных сопротивлений относительно окружающих районов.

Графитизация и сульфидизация кристаллических пород, серпентинизация гипербазитов имеют не только локальное, но и региональное значение. являясь важными факторами изменчивости электрических свойств горных пород в разных геологических областях.

Электрические свойства осадочных пород

Осадочные породы имеют ионную проводимость, связанную с водонасыщенностью и степенью минерализации пластовых и поровых вод. В складчатых областях распространены пресные воды. В осадочных толщах на платформах концентрация солей изменяется от слабой – менее 3 г/л до большой – 50 г/л и более (в рассолах). Проводимость осадочных пород с пористостью от первых процентов до 20–30 % при таких вариациях минерализации вод может меняться на много порядков почти безотносительно к составу пород. Точнее, такая зависимость есть, но не прямая: пористость зависит от литологии, степень минерализации отчасти связана с составом горных пород в осадочном бассейне.

На удельное сопротивление пород разного литологического состава неодинаково влияют гидрогеологическая обстановка и химический состав подземных вод. Для терригенных пород характерна наиболее сильная зависимость от степени минерализации вод, если же она одинакова, то наименьшим сопротивлением обладают слабо сцементированные песчаники, конгломераты с большой открытой пористостью, допускающей прохождение тока по флюидам независимо от кристаллической матрицы. Более плотные и сцементированные песчаники, алевролиты имеют, как правило, более высокое сопротивление. Сопротивление карбонатных пород: известняков, мергелей, доломитов – зависит преимущественно от трещиноватости. Ненарушенные разности (доломиты, известняки) обладают обычно довольно высоким сопротивлением, мергели чаще трещиноваты и потому имеют пониженное сопротивление, которое больше зависит от минерализации вод. Для глинистых пород (глин, аргиллитов, глинистых сланцев) гидрогеологические и гидрогеохимические условия имеют довольно слабое влияние на удельное сопротивление; эти породы стабильно имеют низкие значения сопротивлений. Диапазон значений удельного сопротивления в каждой из групп пород, как правило, шире, чем различие сопротивлений разных пород в конкретных разрезах.

Выше в табл. 11 показаны пределы изменений удельного сопротивления и диэлектрической проницаемости осадочных пород и связанных с ними полезных ископаемых. Результаты изучения электропроводности осадочных пород в образцах и естественном залегании

позволяют выделить три класса пород, различных по природе проводимости и пределам изменения ее значений.

К первому классу относятся кристаллические известняки и доломиты, уплотненные песчаники, алевролиты, сланцы в стадии катагенеза (а также почти все магматические и метаморфические породы) со смешанной ионной проводимостью поровых жидкостей и электронно-дырочной проводимостью скелета; они характеризуются высокими удельными сопротивлениями вне зон тектонических нарушений, выветривания и обводнения. Различие проводимости, как правило, обусловлено капиллярной влагонасыщенностью.

Второй класс составляют пористые терригенные осадочные породы, а также карбонатные и кристаллические породы в зонах рассланцевания, где развиты трещинно-жильные воды. Для этого класса характерна ионная проводимость при почти несущественном влиянии скелета, а также наиболее сильная зависимость удельного сопротивления от минерализации вод.

Третий класс образуют породы с вкрапленностью рудных минералов и графита, имеющих электронную (металлическую) проводимость, низкие, как правило, значения удельного сопротивления в зависимости от концентрации вкраплений.

Эта классификация в петрографическом смысле не альтернативна: одинаковые породы в соответствующих условиях залегания могут принадлежать разным классам.

Электропроводность пород при высокой температуре

Для обоснованной постановки глубинных электромагнитных исследований и содержательной интерпретации их результатов требуется информация о зависимости электропроводности горных пород, распространенных в глубоких частях земной коры и верхней мантии, от температуры и давления.

Давление не является важным самостоятельным фактором изменений удельного сопротивления. Они не превышают одного порядка при увеличении давления на 2 ГПа (на глубине 70 км). Знак изменений сопротивления для разных минералов и пород различен. Увеличение давления (от 0 до 6 ГПа) ведет к росту сопротивления базальтов, а сопротивление оливина, напротив, уменьшается, но в обоих случаях эффект зависит от температуры.

Общий закон изменения сопротивления с давлением не установлен. Это вносит неопределенность в зависимости удельного сопротивления мантийных пород от глубины и температуры.

Зависимость удельного сопротивления от температуры довольно сильна:

$$\rho(T) = \rho(0)\exp(E_0/2kT), \quad (66)$$

где k – постоянная Больцмана ($1,38 \cdot 10^{-23}$ Дж/К), E_0 – энергия активации; у разных минералов E_0 изменяется в довольно широких пределах, от $\sim 10^{-18}$ Дж у эгирина до $\sim 10^{-13}$ Дж у берилла и серпентина.

В табл. 13 приведены некоторые данные экспериментального изучения температурной зависимости удельного сопротивления широко распространенных минералов и пород. Это средние значения удельных сопротивлений неизменных пород. Каждое из них представляет интервал шириной в 1–2 порядка.

Таблица 13

Удельное сопротивление минералов при высокой температуре

Минералы и породы	Температура, °С		
	200	600	1000
Кварц	$3 \cdot 10^8$	$3 \cdot 10^4$	$3 \cdot 10^2$
Плагиоклаз	$3 \cdot 10^{10}$	$4 \cdot 10^6$	$2 \cdot 10^5$
Оливин	$3 \cdot 10^{10}$	$5 \cdot 10^5$	$1 \cdot 10^4$
Серпентин	$5 \cdot 10^8$	$8 \cdot 10^6$	$7 \cdot 10^5$
Гранаты	$6 \cdot 10^8$	$4 \cdot 10^4$	$2 \cdot 10^3$
Граниты	$3 \cdot 10^{10}$	$6 \cdot 10^7$	$4 \cdot 10^5$
Диориты	$3 \cdot 10^{10}$	$3 \cdot 10^6$	$6 \cdot 10^4$
Габбро	$3 \cdot 10^{10}$	$6 \cdot 10^6$	$2 \cdot 10^5$
Гипербазиты	$3 \cdot 10^{10}$	$1 \cdot 10^8$	$2 \cdot 10^5$
Базальты	$3 \cdot 10^{10}$	$6 \cdot 10^4$	$2 \cdot 10^3$

Выше температуры солидуса удельное сопротивление мантийных пород понижается примерно на 3 порядка в связи с повышением содержания расплава. Это важно для глубинных электромагнитных зондирований в изучении верхней мантии, для выяснения структуры астеносферы.

ВЗАИМОСВЯЗИ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД И КОМПЛЕКСНЫЕ ФИЗИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ

Корреляция физических свойств горных пород

Как уже отмечалось, каждый из геофизических методов использует одно (редко два) свойство горных пород. В предыдущих разделах мы видели, что значения этих свойств имеют довольно широкие области неопределенности: из-за влияния нескольких определяющих факторов, по естественным различиям состава, структуры каждого типа пород, условий их залегания, а также ввиду погрешностей измерения свойств. Этим определяется неоднозначность геологического истолкования результатов, полученных каждым из геофизических методов. Известно, что имеет место неоднозначность и в части определения параметров геологических объектов (геометрии и свойств) внутри геофизических методов при решении обратных задач. Поэтому возникает необходимость комплексирования геофизических методов. Чтобы обосновать возможность комплексирования в конкретных геологических задачах, необходимо прежде всего выявить взаимосвязи между физическими свойствами горных пород. Определенный геофизический метод может входить в комплекс, если геологический объект выделяется по его определяющему свойству, а способы комплексирования выбираются в зависимости от корреляции между этими свойствами.

Взаимосвязи между физическими свойствами горных пород можно выявить на основе сопоставления их определяющих факторов или путем корреляционного анализа эмпирических данных.

Есть два вида соотношений между физическими свойствами, различие которых определяет специфику комплексирования соответствующих геофизических методов.

Между какими-то двумя свойствами в определенном классе пород может быть установлена корреляция, выраженная уравнением регрессии; оно может иметь разный вид: линейный, $F_1 = a + bF_2$, экспоненциальный, $F_1 = \lambda \exp(\mu F_2)$, степенной, $F_1 = kF_2^n$, и другие, в том числе комбинированные. Обычно выбирают наиболее простой вид, или достаточно хорошо представляющий фактические данные или следующий из теории, в которой описываются свойства F_1 и F_2 .

Коэффициенты a , b ; λ , μ ; k , n являются размерными; ограничения на их знаки и величины могут следовать также только из теории. Такое соотношение между свойствами допускает количественную интерпретацию комплекса геофизических данных в единой физической модели среды.

В других случаях корреляция отсутствует, но некоторые геологические тела могут быть выделены по двум (или более) физическим свойствам. Эта ситуация не дает возможности количественно интерпретировать комплекс геофизических данных в детерминированной постановке обратных задач, но допускает качественную интерпретацию с использованием стохастических и эвристических методов.

Не обязательно, чтобы тела, для которых предполагается какое-либо соотношение между физическими свойствами, были объектами поиска, это могут быть тела-помехи, влияние которых при комплексировании геофизических методов удастся устранить, повысив этим надежность выделения объектов исследования.

Посмотрим, какие соотношения можно ожидать между геофизическими свойствами: плотностью σ , магнитной восприимчивостью K , скоростями сейсмических волн v_p и v_s и удельным электрическим сопротивлением ρ – исходя из представлений физики твердого тела об определяющих факторах этих свойств.

Главными характеристиками структуры горных пород – параметрами кристаллической структуры породообразующих минералов – определяются их плотность и упругие свойства; нарушения в структуре породы (пористость, флюидонасыщенность) влияют на эти свойства не одинаково, на плотность несколько меньше, чем на скорости упругих волн. Поэтому можно предполагать довольно тесную связь между плотностью и скоростями сейсмических волн в породах, если нет больших различий по средней атомной массе.

Магнитная восприимчивость контролируется в горных породах содержанием ферромагнитных минералов – примесных или акцессорных, которые мало влияют на принадлежность горных пород к тем или другим петрографическим классам. Есть исключение: в группе магматических пород – интрузивов и палеотипных эффузивов, отмечается зависимость содержания темноцветных минералов-примесей, включая ферромагнитные, от основности. Поэтому магнитная восприимчивость закономерно возрастает от кислых пород к основным (на ультрабазиты это правило не распространяется). В

этом классе пород наблюдается отчетливая корреляция магнитной восприимчивости с плотностью (и со скоростями упругих волн, но это не имеет большого значения в геофизических исследованиях из-за несоответствия сейсмических и магнитных моделей среды; эти два метода не образуют комплекса по причине отсутствия подходящих геологических задач). Магнитная восприимчивость коррелирует с плотностью еще в одном узком классе геологических объектов – железорудных залежей; в конкретных месторождениях возможно установление количественных регрессионных соотношений между ними, что позволяет использовать детерминированные подходы к решению обратных задач грави- и магниторазведки при поисках и разведке залежей железа.

Электропроводность горных пород зависит, главным образом, от содержания флюидов в поровом и трещинном пространстве породы и степени их минерализации. Этот фактор не является ведущим для каких-либо других свойств, хотя в некоторой мере влияет на плотность и упругие модули. Поэтому удельное сопротивление, в общем, не коррелирует с другими свойствами, хотя в некоторых осадочных толщах встречаются участки (по разрезу и латерально) с более или менее устойчивыми соотношениями удельных сопротивлений со скоростями сейсмических волн. Но диапазон значений удельных сопротивлений горных пород очень широкий, пористость и трещиноватость тесно связаны с составом и структурой пород, так что любые литологические разности в разрезе обязательно различаются по электропроводности. Другое дело, что не всегда эти различия удается обнаружить электроразведкой из-за ограниченной разрешающей способности метода. Но любые геологические тела, выделяемые по плотности, упругим свойствам, намагниченности, отличаются и по удельному сопротивлению, хотя количественные соотношения могут устанавливаться лишь для локальных объектов.

В табл. 14 наглядно показана степень корреляции между этими физическими свойствами горных пород.

Выше диагонали показана степень корреляции свойств: +++ – тесная и устойчивая корреляция; ++ – относительно слабая корреляция в нескольких классах пород; +- – слабая корреляция в отдельном классе пород, — — корреляция отсутствует или не используется. Под диагональю указаны классы пород, для которых обнаружена и эффективно используется корреляция физических свойств.

Корреляция между физическими свойствами пород

Свойства пород	κ	σ	v_p, v_s	ρ
Магн. воспр., κ	xxxxxxxx	++	---	+—
Плотность, σ	Магм., Fe	xxxxxxx	+++	---
Скорости волн, v_p, v_s	—	Все*	xxxxxxx	+—
Уд. сопротивление, ρ	Руды*	—	Ос. разр.	xxxxxx

Некоторые комментарии.

Корреляция плотности и магнитной восприимчивости существенна для магматических пород и месторождений железа, что и отмечено в соответствующей клетке. «Все*» на пересечении строки скоростей со столбцом плотности означает, что уравнения регрессии могут быть построены для всех пород, можно отдельно по группам или регионам, но имеются исключения: руды и некоторые редкие породы со средней атомной массой меньше 20 и больше 23. «Руды*» в клеточке (ρ, κ): корреляция для железных руд, слабее – для некоторых сульфидных полиметаллических залежей.

Итак, достаточно общее, практически для всех пород, уравнение регрессии может связывать только плотность и скорости сейсмических волн. Фактических данных о скоростях поперечных волн немного, их корреляция с плотностью изучена хуже, чем для скоростей продольных волн. Ниже приведены коэффициенты уравнения регрессии

$$\sigma = a(M_a) + bv_p, \quad (67)$$

которое в применении к породам всех типов называется универсальным уравнением состояния (или уравнением Берча, первым получившего надежные оценки его коэффициентов). Свободный член уравнения зависит от средней атомной массы M_a , она для большинства горных пород мало отличается от значений 21–22, возрастая в случаях повышения содержания металлов: железа, титана и других.

На рис. 16 показаны фактические соотношения между плотностью и скоростями сейсмических волн для разнообразных пород. На нем видны: хорошая корреляция свойств во всем диапазоне их зна-

чений, некоторые изменения в наклоне кривой для разных пород, роль атомной массы, приводящая к сдвигу линии регрессии и повышению разброса. Можно убедиться, что пересчет на основании такой корреляции скоростей в плотности и обратно возможен с довольно большой погрешностью. Она может быть меньше изменений свойств от слоя к слою или для изолированных тел, но в пределах даже крупных слоев вариации свойств надежно выявить на этой основе невозможно.

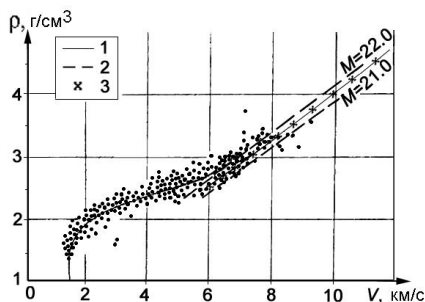


Рис. 16. Корреляция плотности σ и скорости v_p для пород разного состава: 1 – линия регрессии, 2 – то же для магматических пород с разной M_a ; 3 – данные Ф. Берча

В табл. 15 приведены значения коэффициентов уравнения Берча, полученные по большим выборкам разнообразных пород. Это данные из сводок Ф. Берча (1961), А. К. Курскеева (1977) и сборника «Физические свойства пород осадочного чехла Восточно-европейской платформы» (редакторы Н. В. Подоба и М. Л. Озерская, 1975).

Таблица 15

Коэффициенты уравнений регрессии (скорость P-волн – плотность)

Типы пород, P-T-условия (авторы)	a , г/см ³	b , (г/см ³)/(км/с)
Магмат. породы, $M_a = 22,5$ (Берч, 1961)	1,13	0,302
Магмат. породы, 0,4 ГПа, (Курскеев, 1977)	0,44	0,400
Метаморф. пор., 0,4 ГПа, (Курскеев, 1977)	1,15	0,270
Метаморф. пор., 0,2 ГПа, (Курскеев, 1977)	1,11	0,260
Терригенные породы Русской платформы	1,27	0,270
Карбонатные породы Русской платформы	1,55	0,213
Сводка по горным породам всех типов	0,95	0,305

Значения коэффициентов уравнений регрессии, как видим, обнаруживают некоторый разброс. Это же имеет место и для значений коэффициента корреляции скоростей с плотностью (он обычно варьирует в интервале 0,6–0,9, редко превышая верхний предел). Такой разброс не мешает эффективно использовать уравнение (67) для построения плотностных моделей региональных геологических разрезов по данным о скоростях сейсмических волн при комплексной интерпретации сейсмических и гравиметрических данных. Особенно большое значение имеет использование такого подхода при построении согласованных между собой скоростных и плотностных моделей земной коры и верхней мантии по комплексу данных ГСЗ, гравиметрии. Но надежно оцениваются только изменения свойств по разрезу. Латеральные вариации плотности и скоростей распространения сейсмических волн обычно невелики, и их оценка лежит за пределами возможностей этого метода комплексной интерпретации сейсмических и гравиметрических данных.

Комплексные физические модели среды

Пересечение интервалов значений физических свойств для разных классов горных пород вызывает необходимость построения комплексных петрофизических моделей, которые, сохраняя традиционную петрографическую систематику, давали бы возможность постановки геофизических работ и геологической интерпретации их материалов. Общие петрофизические классификации без ограничения типов геологических задач или крупных классов геологических объектов построить не удается. Число классов оказывается чрезмерно большим (из-за слабой корреляции физических свойств между собой оно в несколько раз превышает число петрографических классов), а их объединение возможно только применительно к конкретным геологическим ситуациям, иначе оно приводит к потере информации. Поэтому далее рассматриваются только принципы построения комплексных физико-геологических моделей среды. Такие модели включают два элемента: геометрию (или структуру) среды и ее петрофизическую характеристику. Здесь рассматриваются петрофизические аспекты комплексных физико-геологических моделей среды. Оценки геометрических и физических параметров моделей по геофизическим данным возможны, как правило, для простых законов их распределения.

При всех достоинствах геофизических методов: дистанционности исследования без прямого контакта с объектами, возможности изучения глубокозалегающих тел с построением объемных моделей, высокой производительности и низкой стоимости по сравнению с прямыми геологическими исследованиями – геофизика имеет существенные недостатки. Это, прежде всего, косвенный характер информации: определяются не все или не те параметры, которые необходимы в конкретной геологической задаче. Затем – неоднозначность решения обратных задач. Наконец – недостаточная полнота физической модели для содержательного геологического истолкования данных геофизики и принятия ответственных решений. Комплексирование призвано, сохраняя достоинства геофизических методов, по возможности уменьшить влияние их недостатков, чтобы извлечь из данных геофизики максимум полезной информации. Это достигается за счет:

- большей полноты комплексных данных о геологическом объекте по сравнению с данными отдельных геофизических методов,
- уменьшения неоднозначности решения обратных задач в рамках отдельных геофизических методов при использовании дополнительной информации других методов,
- повышения точности оценки параметров изучаемых объектов,
- повышения надежности геологического истолкования результатов комплексной интерпретации – путем согласования данных разных методов между собой и с геологическими материалами.

Физико-геологические модели среды важны на начальном этапе комплексных геофизических исследований, в обосновании их постановки, формулировке задач для разных методов, планировании наблюдений и выборе их методики, но еще более существенны в геологическом истолковании комплекса геофизических данных.

Петрофизическая основа комплексных физико-геологических моделей среды создается применительно к типовой или конкретной геологической задаче путем синтеза данных петрографии и литологии с результатами измерений физических свойств пород – в образцах или естественном залегании, с данными параметрических геофизических наблюдений и материалами прежних работ.

В региональных геофизических исследованиях главными задачами являются: а) выяснение глубинного строения литосферы; б) тек-

тоническое районирование и прогноз перспектив верхней части коры на поиски месторождений нефти и газа, руд, алмазов.

Петрофизическая классификация горных пород для этих задач включает три класса осадочно-вулканогенных пород: терригенные, карбонатные и основные эффузивы (траппы); четыре класса магматических пород: гранитоиды, средние, основные породы и ультрабазиты. В табл. 16 приведены или наиболее часто встречающиеся значения физических свойств горных пород этих классов. Значения, выходящие за пределы указанных в таблице интервалов вариации свойств, довольно редки.

Таблица 16

Физические свойства пород регионального распространения

Классы пород	σ , г/см ³	v_p , км/с	k , ед. СИ	ρ , Ом·м
Осадочный комплекс:				
терригенные	2,3–2,6	3,2–3,8	10^{-5} - 10^{-3}	10 - 10^3
карбонатные	2,6–2,8	4,0–4,8	$<10^{-5}$	10^2 - 10^3
траппы	2,8–2,9	5,8–6,2	10^{-2} - 10^{-1}	10^3 - 10^4
Магматические:				
гранитоиды	2,5–2,7	5,2–5,8	10^{-4} - 10^{-3}	10^2 - 10^4
средние	2,6–2,8	5,7–6,5	10^{-3} - 10^{-2}	10^2 - 10^4
основные	2,8–3,0	6,3–7,5	10^{-2} - 10^{-1}	10^2 - 10^5
ультрабазиты	3,1–3,3	7,6–8,7	10^{-5} - 10^{-1}	10^2 - 10^5

В исследованиях литосферы и мантии Земли в комплекс геофизических методов входят сейсмология и глубинное сейсмическое зондирование – ГСЗ, гравиметрия, геотермия и глубинные электромагнитные зондирования. Главными источниками информации в этом комплексе являются ГСЗ. Но так как наиболее важный для геодинамического моделирования результат геофизики – это плотностные и тепловые модели литосферы и мантии, без гравиметрии не обойтись, хотя слоистая структура среды из-за неоднозначности решения обратных задач неблагоприятна для нее. Электромагнитные методы и геотермия важны как источники сведений о распределении температуры в литосфере и мантии, поскольку температура является одним из важных факторов распределения плотности и скоростей упругих волн в глубоких частях литосферы и ниже в мантии. Другой

фактор – совместное влияние температуры и давления на структуру мантийных пород – приводит к фазовым трансформациям в переходной зоне (на глубинах ~420, ~520, ~670 км). На фазовых границах на 5–10 % возрастают плотность и скорости сейсмических волн. Внизу литосферы реален переход базальт – эклогит с таким же ростом скоростей и примерно вдвое большим увеличением плотности.

В структуре литосферы выделяют слои:

K_1 – осадочный (чисто осадочный и осадочно-вулканогенный);

K_2 – гранитно-метаморфический (гранитный и диоритовый);

K_3 – базальтовый;

M_1 – подкорковый (литосферная мантия).

Названия слоев, слагающих земную кору (K_1 , K_2 , K_3), имеют не строгий петрографический и литологический смысл, это обозначения, использующие близость свойств вещества слоев к физическим свойствам соответствующих горных пород.

В табл. 17 приведены характеристики литосферы континентов и океанов: мощности слоев земной коры и вариации физических свойств слоев в зависимости от тектоники региона.

Таблица 17

Петрофизическая модель литосферы

Слои	Континенты			Океаны		
	Н, км	σ , г/см ³	v_p , км/с	Н, км	σ , г/см ³	v_p , км/с
K_1 (осад.)	0–20	2,2–2,8	2,5–6,0	0–3 ¹⁾	1,5–2,5	1,7–3,8
K_1 (ос.-метам.)	0–6	2,5–2,8	3,0–6,0	–	–	–
K_2 (гранит.)	0–20	2,6–2,7	6,0–6,5	–	–	–
K_2 (диорит.)	0–20	2,7–2,8	6,4–7,0	0–3 ²⁾	2,5–2,7	5,0–5,5
K_3 (базальт.)	0–50	2,8–3,0	6,5–7,3	4–10	2,8–2,9	6,0–7,3
M_1 (подкор.) ³⁾	50–150	3,1–3,4	7,7–8,7	15–100	3,0–3,3	7,8–8,3

Верхними индексами отмечены: ¹⁾ мощность осадочного слоя на шельфах и в узких зонах вблизи подножия континентального склона иногда превышает 3 км; ²⁾ аналог диоритового слоя – второй слой океанической коры; ³⁾ подкорковый слой литосферы – между подошвой земной коры (границей Мохо) и нерезкой верхней границей астеносферы.

Мощность осадочного слоя изменяется от 0 на щитах платформ и в складчатых областях до 20 км в платформенных и предгорных

прогибах. Гранитный слой отсутствует в океанах и отдельных частях горных областей (например, Урала), а также под некоторыми платформенными и межгорными прогибами. Базальтовый слой отсутствует только на относительно небольших площадях горных областей, где велика мощность гранитного слоя.

На рис. 17 приведены скоростные и плотностные модели разных тектонических областей континентов и океанов.

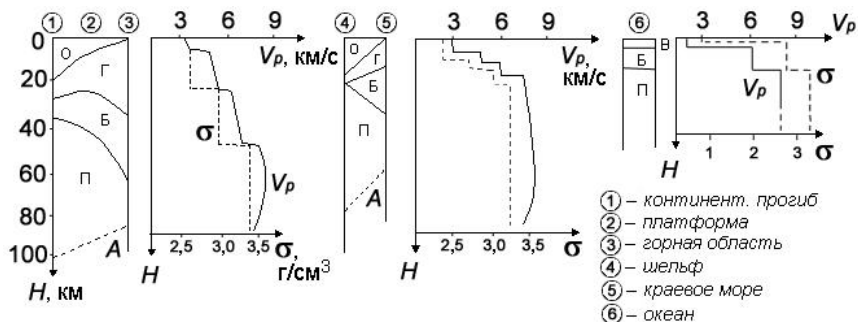


Рис. 17. Структура литосферы: скоростные и плотностные модели континентов и океанов

Первая колонка дает представление о соотношении мощностей слоев литосферы: осадочного (о), гранитного (г), базальтового (б) слоев земной коры и подкорового (п) слоя верхней мантии над астеносферой (А) в континентальных прогибах (1), платформенных (2) и горных (3) областях. Вторая колонка – скоростной (v_p) и плотностной (σ) разрезы литосферы в среднем для каждого из перечисленных типов тектонических областей. Третья и четвертая колонки содержат те же сведения применительно к шельфам (4) и краевым морям (5). Пятая и шестая колонки содержат аналогичные сведения о структуре океанической литосферы (6) – средние данные по океанам за исключением островов и глубоководных впадин.

Литература

Воробьев А. А., Тонконогов М. П., Векслер Ю. А. Теоретические вопросы физики горных пород. М.: Недра, 1972. 152 с.

Добрынин В. М., Вендельштейн Б. Ю., Кожевников Д. А. Петрофизика. М.: Недра, 1991. 368 с.

Кобранова В. Н. Петрофизика. М.: Недра, 1986. 392 с.

Ладынин А. В. Физические свойства горных пород. Ч. 1. Новосибирск, Изд-во НГУ, 1995. 57 с.

Ладынин А. В. Физические свойства горных пород. Ч. 2. Новосибирск, Изд-во НГУ, 1995. 60 с.

Ржевский В. В., Новик Г. Я. Основы физики горных пород. М.: Недра, 1978. 390 с.

Справочник (кадастр) физических свойств горных пород /Под ред. Н. В. Мельникова, В. В. Ржевского, М. М. Протодяконова. М.: Недра, 1975. 279 с.

Справочник по физическим свойствам минералов и горных пород при высоких термодинамических параметрах /Под ред. М. П. Вола-ровича. М.: Недра, 1978. 237 с.

Справочник физических констант горных пород /Под ред. С. Кларка мл. М.: Мир, 1969. 543 с.

Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика): Справочник геофизика. М.: Недра, 1984. 455 с.

Холден А. Что такое ФТТ. Основы современной физики твердого тела.. М.: Мир, 1971. 270 с.

ЭЛЕМЕНТЫ КВАНТОВОЙ ФИЗИКИ ТВЕРДОГО ТЕЛА

Геологические объекты, в том числе горные породы, являются преимущественно твердыми кристаллическими телами. Физические свойства горных пород определяются их структурой на разных уровнях организации вещества. Для многих свойств можно указать главные определяющие структурные факторы. От структуры ядер зависит радиоактивность, от электронной структуры атомов – магнитные свойства. Типами связей в молекулах и кристаллах определяется электропроводность, структурой кристаллических решеток минералов и горных пород – плотность, упругие и тепловые свойства. Определяющие факторы в некоторой мере зависимы друг от друга. Кроме того, перечисленные свойства зависят в разной степени от дефектов кристаллической структуры, наличия трещин, пор, содержания и состава флюидов в поровом пространстве.

Изучением кристаллов на основе микроскопического подхода занимается физика твердого тела. Для выяснения связи физических свойств пород с их составом, структурой, фазовым состоянием, физическими условиями в одних случаях нужны квантовые представления, в других – достаточно применить законы и результаты классической физики твердого тела. (Классической в настоящее время называют часть единой физики, квантовой по своей сущности, в которой роль квантовых закономерностей пренебрежимо мала.)

Здесь рассматриваются элементы квантовой физики твердых тел, исходя из потребностей петрофизики, но с учетом использования квантовых эффектов в геофизической технике.

Основы квантовой механики

Квантовая теория предложена в начале XX века для объяснения явлений взаимодействия и взаимопревращения излучения и вещества. Классической физики для этого оказалось недостаточно. Это явления: линейчатые спектры излучения и поглощения, корпускулярно-волновой дуализм: проявление волновых свойств микрочастиц – дифракции и интерференции электронов, нейтронов, атомных и молекулярных пучков, корпускулярных свойств излучения – фотоэффект, эффект Комптона.

Дифракция и интерференция частиц при их движении через газы или кристаллы становится заметной при скоростях движения частиц, близких к скорости света.

Фотоэффект – это выбивание ультрафиолетовым излучением электронов из вещества отрицательно заряженного тела (катода). Сила фототока при этом зависит от частоты, если она превосходит пороговое значение, различное для разных веществ (красную границу), хотя по представлениям классической физики она должна зависеть от интенсивности света (амплитуды колебаний). Но от интенсивности излучения зависит число выбитых электронов. Наличие красной границы тоже не согласуется с классической физикой. Именно для объяснения фотоэффекта А. Эйнштейн предположил, что поток энергии световой волны не непрерывный, а представляет собой поток дискретных порций (квантов) энергии – фотонов.

Эффект Комптона – это изменение частоты света (длины волны) при рассеянии излучения свободными электронами в зависимости от угла рассеяния. Этот эффект доказывает наличие у фотона импульса (как у частиц). Именно для фотона введено понятие *квазичастицы*.

Дуализм волн и микрочастиц выражается соотношением энергии E и импульса p частицы с частотой ν и длиной λ волны:

$$E = h\nu; \quad p = h/\lambda, \quad (\text{П1})$$

где h – постоянная Планка; в единицах СИ $h = 6,626 \cdot 10^{-34}$ Дж·с. Эта величина (квант действия) определяет границу применимости классической физики (в явлениях и процессах, где h можно считать пренебрежимо малой величиной). Чтобы показать векторный вид импульса \mathbf{p} , его связывают с волновым вектором \mathbf{k} : $\mathbf{p} = \mathbf{k}h/2\pi$ (модуль \mathbf{k} есть волновое число, $k = 2\pi/\lambda$). Вместо ν часто используют круговую частоту ω . В этом случае нужен другой вид постоянной Планка h' ($h' = h/2\pi = 1,05 \cdot 10^{-34}$ Дж·с). Тогда уравнения (П1) преобразуются:

$$E = h'\omega; \quad p = h'k. \quad (\text{П2})$$

Связи энергия – частота и импульс – волновое число универсальны для любых микрочастиц и волн, а связи энергия – импульс и частота – волновое число (дисперсионное соотношение) индивидуальны для каждой частицы и волны (рис. П1).

Уравнение Шредингера,

описывающее состояние частиц в силовом поле, является фундаментальным для квантовой механики, как второй закон Ньютона для классической механики. Оно не сводится к другим уравнениям и не выводится из каких-либо общих законов. Волновая функция Ψ любой микро-частицы в поле с потенциальной энергией $U(x, y, z, t)$ определяется уравнением

$$(\hbar^2/2m)\nabla^2\Psi + (\hbar i)d\Psi/dt + (E - U)\Psi = 0, \quad (\text{П3})$$

где m – масса частицы, E – ее энергия, i – мнимая единица, ∇^2 – оператор Лапласа. Комплексная волновая функция Ψ – непрерывная, однозначная и конечная функция координат. Она определяет вероятность нахождения частицы в данном объеме пространства в данное время. Точнее, смысл вероятности имеет квадрат модуля $|\Psi|^2$ или произведение комплексно-сопряженных функций $\Psi\Psi^*$. В области пространства, где энергия обращается в бесконечность, волновая функция Ψ *должна быть равна нулю*. Уравнение (П3) очень сложное, его решения получены лишь для простых моделей частиц.

Для частицы в одномерном случае, при $U(x) = 0$, когда она свободна от внешнего поля, решение (П3) есть сумма двух волн, бегущих в разные стороны: $\psi(x, t) = A\exp(ikx - i\omega t) + B\exp(-ikx + i\omega t)$, где $k = 2\pi/\lambda = (2mE/\hbar^2)^{1/2}$ – волновое число. На него не накладываются какие-либо ограничения, а поскольку $E \sim k^2$, свободная частица имеет сплошной энергетический спектр.

Обычно U не зависит от времени, что позволяет разделить переменные в (П3):

$$\Psi(x, y, z, t) = \varphi(t)\psi(x, y, z). \quad (\text{П4})$$

Получаем два уравнения. В одномерном случае:

$$d^2\psi/dx^2 + (2m/\hbar^2)(E - U)\psi = 0; \quad (\text{П5})$$

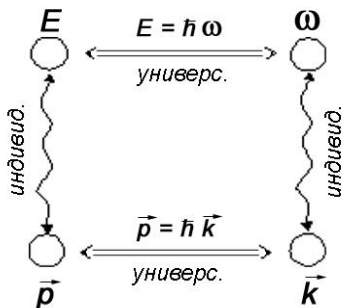


Рис. П1. Корпускулярно-волновой дуализм: универсальные и индивидуальные связи свойств

$$d\varphi/dt + (i/h')E\varphi = 0. \quad (\text{П6})$$

Амплитудное уравнение (П5) имеет однозначное, непрерывное решение, когда частица движется в неограниченном пространстве.

При $U \neq 0$ решение уравнения (П5) имеет строго определенные дискретные значения энергии (E_1, E_2, \dots, E_n), которым отвечают собственные волновые функции частицы ($\psi_1, \psi_2, \dots, \psi_n$). Энергетический спектр частицы в силовом поле – дискретный. В твердых телах свободных частиц нет. Каждая частица стремится занять положение с минимумом потенциальной энергии – потенциальную яму.

Решение фазового уравнения (П6):

$$\varphi_n(t) = \exp(-iE_n t/h') - \quad (\text{П7})$$

для каждого собственного значения E_n волновая функция $\Psi_n(x, t)$ представляет гармоническую волну с частотой ω_n ($\omega_n = E_n/h'$).

Соотношение неопределенностей отличает квантовые объекты от классических тем, что первые нельзя одновременно охарактеризовать точными значениями координат и импульсов, определить энергию в точно фиксированный момент времени:

$$\delta x \delta p \geq h; \quad \delta E \delta t \geq h. \quad (\text{П8})$$

Соотношения неопределенности показывают, например, что нельзя точно оценить энергию атома в возбужденном состоянии: из-за малого времени жизни этого состояния ($\delta t \sim 10^{-8}$ с) неопределенность в энергии составляет $\delta E \sim h/\delta t \sim 10^{-6}$ эВ, так что при переходе атома в нормальное состояние излучается энергия не фиксированной частоты, а с конечной шириной линии, $\nu + \Delta\nu$.

Квантование энергии частицы в потенциальной яме можно показать на простой модели (рис. П2). Потенциальная энергия $U(x) = 0$ при $0 < x < a$, $U(x) = \infty$ при $0 \geq x$ и $x \geq a$, за пределами ямы.

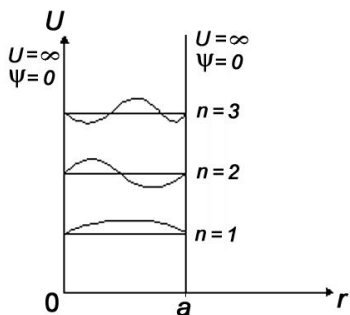


Рис. П2. Простая модель потенциальной ямы для решения уравнения Шредингера

Поскольку частица не выходит за пределы ямы, волновая функция будет удовлетворять граничным условиям: $\psi(0) = \psi(a) = 0$. Уравнение Шредингера для этого случая имеет вид:

$$d^2\psi/dx^2 + k^2\psi = 0. \quad (\text{П9})$$

Решение уравнения (П9) при данных граничных условиях показывает, что интервал $[0, a]$ вмещает целое число n полуволн:

$$\psi(x) = A\sin(n\pi x/a) + B\cos(n\pi x/a). \quad (\text{П10})$$

Основное состояние ($n = 1$) $\psi(x) = A\sin(\pi x/a)$ – полуволна, следующие – две, три и т. д. полуволн, со значениями $\psi = 0$ на границах потенциальной ямы (рис. П3). В потенциальной яме с конечной глубиной, $U(x) < \infty$, частица имеет конечное число состояний (значений энергии).

Волновое число k в (П9–П10) связано с n : $k = n\pi/a$. Таким образом, микрочастица в потенциальной яме обладает дискретным рядом собственных значений энергии E_n ; целое число n , определяющее эти значения энергии, и есть *главное квантовое число*.

Распределение энергии в атоме водорода. Атом водорода является простейшим из реальных атомных объектов. Потенциальная энергия взаимодействия электрона с ядром в атоме водорода равна:

$$U(r) = -e^2/4\pi\epsilon_0 r, \quad (\text{П11})$$

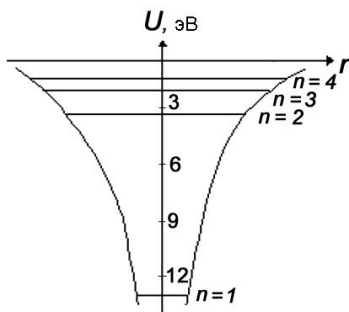


Рис. П3. Квантование энергии электрона в атоме водорода

где $e = 1,602 \cdot 10^{-19}$ Кл – заряд ядра, $\epsilon_0 = (1/4\pi) \cdot 10^{-10}$ Ф/м – электрическая постоянная. Потенциальная яма (см. рис. П3) бесконечно глубокая: $U \rightarrow -\infty$ при $r \rightarrow 0$, а при удалении от ядра ($r \rightarrow \infty$) $U \rightarrow 0$. Амплитудное уравнение Шредингера в этом случае имеет вид:

$$\nabla^2\psi + (2m/h'^2)(E + e^2/4\pi\epsilon_0 r)\psi = 0. \quad (\text{П12})$$

Из решения уравнения (П12) следует, что электрон имеет дискретный спектр энергий:

$$E_n = -(1/n^2)e^4 m/8h^2\epsilon_0^2 = -R_1 h/n^2, \quad (\text{П13})$$

$R_1 = e^4 m/8\epsilon_0^2 h^3 = 3,293 \cdot 10^{15} \text{ с}^{-1}$ – постоянная Ридберга. Для $n = 1$ получаем: $E_1 = R_1 h = -13,6$ эВ (электрон-вольт, $1 \text{ эВ} = 1,602 \cdot 10^{-19}$ Дж), $E_2 = -3,4$ эВ, $E_3 = -1,5$ эВ, $E_4 = -0,85$ эВ.

Различие энергий электрона для двух значений главных квантовых чисел, n_1 и n_2 ($n_2 = n_1 + 1, n_1 + 2, \dots$), дает формула Ридберга:

$$\Delta E_n = R_1 h [(1/n_1^2) - (1/n_2^2)] = h'\omega_{1,2}, \quad (\text{П14})$$

где $\omega_{1,2}$ – частота излучения электроном энергии при переходе между уровнями n_1 и n_2 . Постоянной Ридберга называется также величина $R = R_1/c$, имеющая размерность $[\text{L}^{-1}]$:

$$\lambda_{1,2} = R[(1/n_1)^2 - (1/n_2)^2]. \quad (\text{П15})$$

Формулы (П14) и (П15) показывают, что частоты и длины волн излучения зависят прежде всего от нижнего уровня; он определяет серии близких спектральных линий: при $n = 1$ – серия Лаймана (ультрафиолетовая часть спектра), при $n = 2$ – Бальмера (видимая), $n = 3$ соответствует серии Пашена (видимая), $n = 4$ и 5 – серии Брэккета и Пфунда (в инфракрасном диапазоне). Чем больше n , тем меньше различие частот отдельных линий в серии.

Энергия любой атомной системы квантована, ее значения образуют дискретный ряд, и из одного квантового состояния в другое система переходит скачком. С низкого энергетического уровня на более высокий атом может перейти только в результате действия на него излучения, поглощения фотона. На более низкий уровень атом может перейти спонтанно, излучая квант энергии (фотон).

Квантование моментов импульса, магнитного момента и собственного момента частиц (спинов) описывается с помощью квантовых чисел l , m и s . Орбитальное квантовое число l квантует момент импульса p ; l принимает значения от 0 до $n - 1$ и определяет состояние электронных оболочек в атоме: основное ($l = 0$) называется s -состоянием, другие – p ($l = 1$), d ($l = 2$), f ($l = 3$) и g ($l = 4$). Магнитное квантовое число m квантует проекции импульса на любое выделенное направление, прежде всего на направление магнитного поля. Число m изменяется от $-l$ до $+l$ (всего $2l + 1$ значение). Например, оболочка $4d$ ($n = 4$, $l = 2$) имеет значения m : 0, +1, +2 – всего 5 значений, которым соответствуют углы вектора момента импульса \mathbf{p} относительно вектора напряженности магнитного поля \mathbf{H} 90° , 60° и 120° , 0° и 180° соответственно (рис. П4). Спин квантуется числом s , принимающим значения $\pm 1/2$.

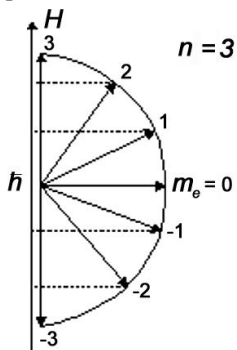


Рис. П4. Квантование магнитного момента частицы в магнитном поле

Состояние электрона в атоме полностью описывается четырьмя квантовыми числами. Общее число состояний для любого n равно

$$N = 2 \sum_0^{n-1} (2l + 1) = 2n^2. \quad (\text{П16})$$

Согласно принципу Паули, N – это максимальное число электронов на орбите с номером n . Если уровню энергии соответствует более одного состояния, то он называется *вырожденным*. Число состояний с одинаковой энергией есть *кратность вырождения*. Особенно важно вырождение по магнитному квантовому числу m в отсутствие магнитного поля. В магнитном поле это вырождение *снимается*, уровни энергии расщепляются. Это эффект Зеемана. Он используется, в частности, в квантовых магнитометрах.

Заполнение электронных оболочек соответствует системе энергетических уровней, определяемой уравнением Шредингера, и подчиняется двум правилам:

- а) каждый электрон стремится занять наиболее низкий из возможных уровней;

б) в каждом состоянии, имеющем определенный набор значений квантовых чисел n , l , m и s , может находиться только один электрон (принцип Паули); поэтому каждый электронный слой с главным квантовым числом n содержит максимум $2n^2$ электронов.

Слой K с $n = 1$ может содержать лишь два электрона s ($l = 0$), поэтому первый период таблицы Д. И. Менделеева включает два элемента, H и He. Слой L ($n = 2$) имеет 2 s -электрона и 6 p -электронов ($l = 1$), всего 8 электронов. Соответственно 8 элементов составляют второй период таблицы Д. И. Менделеева (от щелочного металла Li до инертного газа Ne с полностью завершенной электронной структурой слоя). Слой M ($n = 3$), помимо 8 s - и p -состояний, имеет 10 d -электронов ($l = 2$) всего в слое должно быть 18 электронов; но третий период таблицы Д. И. Менделеева заканчивается инертным газом Ar с полностью выстроенной электронной структурой $3p^6$. У элементов с большим числом электронов внешние оболочки мало отличаются по уровням энергии. В организации электронной структуры атомов появляются усложняющие ее факторы. В первом длинном (четвертом) периоде, состоящем из двух рядов, таким усложнением является инверсия подоболочек $3d$ и $4s$, последняя заполняется раньше первой, что определяет особые свойства группы переходных металлов – от Sc до Ni (группы железа). Подобные группы – палладия, платины, актинидов – есть и в других периодах.

Принцип Паули, таким образом, служит принципиальной основой периодической системы элементов Д. И. Менделеева, хотя и не определяет важные детали ее структуры.

Атомы в магнитном поле

Магнитный момент атома складывается из орбитального магнитного момента электронного облака, результирующего спинового магнитного момента электронов, магнитного момента ядра (протонов и нейтронов) и контролируется спин-орбитальным взаимодействием. Важным фактором при сложении моментов является различное гиромангнитное отношение для орбитального движения электрона и его спина. Сходство в формировании полных магнитного и механического моментов электрона обуславливает ряд магнитомеханических эффектов.

Орбитальный магнитный момент электрона μ_l – вектор, направленный противоположно моменту импульса p_l , его величина μ_l зависит от квантового числа l :

$$\mu_l = [l(l + 1)]^{1/2} \mu_B, \quad (\text{П17})$$

где $\mu_B = h'e/2m = 9,274 \cdot 10^{-24} \text{ А} \cdot \text{м}^2$ – магнетон Бора, единица измерения атомного магнетизма, равная орбитальному магнитному моменту электрона в атоме водорода в основном состоянии. Магнитный момент электрона связан с моментом импульса p_l :

$$\mu_l = (e/2m)p_l; \quad (\text{П18})$$

$$\gamma_l = e/2m. \quad (\text{П19})$$

Константа $\gamma_l = 0,8794 \cdot 10^{11} \text{ Кл/кг}$ – орбитальное гиромангнитное (магнитомеханическое) отношение электрона.

Спиновый магнитный момент μ_s ориентирован противоположно спину p_s , его модуль

$$\mu_s = [s(s + 1)]^{1/2} \mu_B. \quad (\text{П20})$$

Спиновое магнитомеханическое отношение γ_s вдвое больше орбитального:

$$\mu_s = (elm)p_s; \quad \gamma_s = elm = 2\gamma_l. \quad (\text{П21})$$

Магнитные моменты также имеют протон (μ_p) и нейтрон (μ_n), несмотря на отсутствие заряда у нейтрона; этот факт пока не имеет однозначного теоретического обоснования. Их значения: $\mu_p = 2,793\mu_{\text{яд}}$; $\mu_n = -1,913\mu_{\text{яд}}$; $\mu_{\text{яд}} = h'elm_p = 5,051 \cdot 10^{-27} \text{ А} \cdot \text{м}^2 = \mu_B/1836$ – ядерный магнетон.

Магнитный момент ядерной частицы почти в 2000 раз меньше магнитного момента электрона, что позволяет не учитывать вклад ядра в магнетизм атома в масштабе его размеров и больше.

Экспериментальное изучение магнитомеханических явлений, таких как вращение намагниченных тел (эффект Эйнштейна – де Газа) и намагничивание ферромагнитных стержней вследствие вращения (эффект Барлетта) показало, что магнитомеханическое отношение не зависит от формы образца и характеристик магнитного поля, оно

является константой материала. В ферромагнитных образцах магнетомеханическое отношение равно его спиновому значению.

Если на атом действует магнитное поле с напряженностью \mathbf{H} , моменты μ_l и μ_s ориентируются по \mathbf{H} по правилам пространственного квантования:

$$\mu_l = m\mu_B; \quad \mu_s = 2s\mu_B = \pm\mu_B. \quad (\text{П22})$$

Полный магнитный момент атома \mathbf{M}_J определяется векторной суммой его орбитальных \mathbf{M}_L и спиновых \mathbf{M}_S магнитных моментов с учетом пространственного квантования (Σ'), детали опускаем:

$$M_L = \Sigma' \mu_{li}; \quad M_S = \Sigma' \mu_{si}; \quad L = M_L/\mu_B; \quad S = M_S/\mu_B. \quad (\text{П23})$$

Квантовые числа: обобщенное орбитальное L и обобщенное спиновое S – составляют полное квантовое число J : $L + S \geq J \geq L - S$, причем $J = L + S$, когда моменты \mathbf{M}_L и \mathbf{M}_S имеют одинаковое направление, и $J = L - S$, когда они антипараллельны.

Эффективным магнитным моментом атома является максимальное значение проекции \mathbf{M}_J на направление магнитного поля \mathbf{H} :

$$M_{JH} = gJ\mu_B, \quad (\text{П24})$$

где g – фактор Ланде (фактор спектроскопического расщепления), связанный с полными квантовыми числами:

$$g = 1 + [J(J + 1) + S(S + 1) - L(L - 1)]/2J(J + 1). \quad (\text{П25})$$

Сложение спиновых и орбитальных магнитных моментов электронов частично или полностью взаимно компенсирует их. В заполненных электронных оболочках атомов большинства элементов выдерживается *правило Хунда*: антипараллельная ориентация магнитных моментов электронов. Если четное число валентных электронов подчиняется этому правилу, то имеет место полная компенсация: при $\mathbf{H} = 0$ (в отсутствии внешнего магнитного поля) $\mathbf{M}_J = 0$; это характерно для *диамагнетиков*. Если правило Хунда нарушается или число валентных электронов нечетно, то $\mathbf{M}_J > 0$ (при $\mathbf{H} = 0$); это свойство *парамагнетиков*. При определенных условиях некоторые парамагнитные вещества, в первую очередь переходные метал-

лы, могут иметь устойчивую параллельную ориентацию магнитных моментов электронов на валентных орбитах, тогда собственный магнитный момент атома в отсутствии магнитного поля оказывается довольно большим; такие вещества относятся к *ферромагнетикам*. Переход из ферромагнитного состояния в парамагнитное связан с поглощением тепловой энергии. Он происходит при достижении веществом характерной для него *температуры (точки) Кюри*. Обратный переход в ферромагнитное состояние идет при остывании ниже точки Кюри. Эти переходы относятся к категории фазовых переходов второго рода. При таких переходах скачком меняются вторые производные термодинамического потенциала $G(T, P, H)$: теплоемкость $c = \partial^2 G / \partial T^2$, сжимаемость $\beta = \partial^2 G / \partial P^2$, магнитная восприимчивость $\kappa = \partial^2 G / \partial H^2$ (при фазовых переходах первого рода скачком изменяются первые производные G : скрытая теплота $Q = \partial G / \partial T$, плотность $\sigma = \partial G / \partial P$, намагниченность $J = \partial G / \partial H$).

В твердых телах с кристаллической структурой энергия спин-орбитального взаимодействия W_{LS} зависит от температуры: она возрастает с температурой и выше точки Кюри разрушает магнитную упорядоченность ферромагнетика, делая энергетически выгодной антипараллельную ориентацию магнитных моментов электронов валентных орбиталей. При низких температурах энергия электростатической связи атомов в кристалле W_k превышает W_{LS} ; это приводит к «замораживанию» орбитальных магнитных моментов электронов, которые более не влияют на суммарный магнитный момент атома. Поэтому ферромагнетизм обусловлен исключительно спиновыми магнитными моментами, что выявлено измерениями магнитомеханического отношения: его величина совпадает с γ_s .

Диамагнетизм свойствен всем элементам и их соединениям, он обусловлен реакцией на внешнее магнитное поле \mathbf{H} электронов полностью застроенных оболочек и четных электронов валентных оболочек при соблюдении тенденции Хунда. Природа диамагнетизма - индукционная, магнитное поле возбуждает по закону электромагнитной индукции электрическое поле, вторичное магнитное поле которого направлено противоположно действующему магнитному полю, и каждый электрон приобретает индуцированный магнитный момент, направленный против \mathbf{H} .

Внешнее магнитное поле влияет на орбиту электрона, заставляя вектор орбитального магнитного момента μ и связанный с ним век-

тор момента импульса \mathbf{p}_l прецессировать вокруг направления поля \mathbf{H} с частотой, пропорциональной напряженности поля H ; коэффициентом пропорциональности служит орбитальное гиромагнитное отношение γ (теорема Лармора, и частота прецессии ω_L называется ларморовой):

$$\omega_L = e\mathbf{H}/2m = \gamma\mathbf{H}. \quad (\text{П26})$$

Это удобный способ абсолютных измерений магнитного поля. На этом принципе основаны *протонные магнитометры*, широко применяющиеся в геофизических исследованиях.

Диамагнитную намагниченность можно представить формулой:

$$\mathbf{J}_D = \kappa_d\mathbf{H}, \quad (\text{П27})$$

где $\kappa_d < 0$ – диамагнитная восприимчивость, которая невелика по абсолютным значениям, в веществах с другими типами намагниченности она подавляется парамагнитной и особенно ферромагнитной восприимчивостью.

Парамагнетизм обусловлен ориентацией магнитных моментов атомов по направлению внешнего поля \mathbf{H} . Тепловое движение и взаимодействие магнитных моментов атомов разрушают эту ориентацию. Так как магнитные моменты \mathbf{M}_J пространственно квантованы (числом m_J), то потенциальная энергия W атома также квантуется. Каждое состояние с разными квантовыми числами m_J (а они принимают $2J + 1$ значение от $-J$ до $+J$) различается в поле \mathbf{H} по энергии на величину

$$\Delta W = -gm_J\mu_B H, \quad (\text{П28})$$

где g – фактор Ланде. При отсутствии внешнего поля, $H = 0$, все подуровни с разными значениями m_J вырождены, имеют одно значение энергии. Расщепление уровней в магнитном поле на $2J + 1$ подуровень называется эффектом Зеемана, имеющим большое значение в теории парамагнетизма, практике магнитных измерений, спектроскопии (ЭПМР, ЯМР) при изучении состава веществ.

Парамагнитная восприимчивость κ_p положительна

$$\mathbf{J}_P = \kappa_p \mathbf{H}, \quad (\text{П29})$$

и ее величина зависит от температуры (закон Кюри – Вейсса):

$$\kappa_p = C/(T - Q_c), \quad (\text{П30})$$

где Q_c – температура Кюри; (П30) справедливо для $T > Q_c$, иначе вещество становится ферромагнитным, C – величина, зависящая от концентрации парамагнитных частиц (постоянная Вейсса).

Парамагнитное вещество в магнитном поле поглощает кванты излучения, частота которых соответствует энергии зеемановских переходов. При условии

$$h'\omega = g\mu_B H \quad (\text{П31})$$

возникает магнитный резонанс. В зависимости от типа излучения различают электронный парамагнитный резонанс (ЭПМР) и ядерный магнитный резонанс (ЯМР), являющиеся в настоящее время главными методами спектроскопии вещества. Поэтому фактор Ланде g называется фактором спектроскопического расщепления.

При поглощении фотонов парамагнитное вещество способно намагничиваться в соответствии с поляризацией света; намагниченность сопровождается повышением заселенности одних зеемановских подуровней над другими. Этот эффект называется оптической накачкой. Он вместе с эффектом Зеемана используется для измерения магнитных полей в квантовых магнитометрах.

Намагниченность вещества меняет поляризацию поглощаемого или излучаемого веществом света; этот эффект (Фарадея) используется для измерения магнитных полей астрономических объектов.

Ферромагнетизм переходных металлов определяется нескомпенсированными спиновыми магнитными моментами электронов недостроенных оболочек атомов переходных металлов. Согласно правилу Хунда, спины и противоположно им направленные магнитные моменты электронов в оболочке ориентируются так, чтобы их значения были максимальными. Наличие недостроенных оболочек является необходимым, но недостаточным условием ферромагнетизма. Из металлов с недостроенной $3d$ -оболочкой (группа железа) к числу ферромагнитных относятся только железо, кобальт и никель. Другие металлы парамагнитны. Ферромагнетизм возникает как следствие обменного взаимодействия электронов недостроенных оболочек соседних атомов при частичном перекрытии их энер-

гий в твердом теле. В зависимости от этого может быть энергетически выгодной антипараллельная или параллельная ориентация спиновых магнитных моментов; последняя реализуется при температурах ниже точки Кюри.

Структура кристаллических твердых тел

Зонная электронная структура твердых тел описывается теорией, основанной на приближенных решениях уравнений квантовой механики для многоэлектронных атомов, так как строгие решения применительно к кристаллическим телам невозможны. Методы решения, использующие различные приближения (модели), дают согласующиеся результаты в отношении главных закономерностей электронной структуры твердых тел, описываемых зонной теорией. Ее суть такова:

1) энергетический спектр электронов в кристалле состоит из областей (зон) разрешенных энергий и запрещенных зон;

2) с увеличением энергии ширина разрешенных зон растет, а запрещенные зоны сужаются;

3) каждая зона содержит ограниченный набор уровней, в ней может находиться ограниченное число электронов;

4) электроны верхних уровней, волновые функции которых в кристалле перекрываются (рис. П5), не локализуются на своих атомах, они способны перемещаться, перенося импульс и энергию;

5) под действием электростатического поля в кристалле каждый энергетический уровень расщепляется на ряд подуровней.

Каждая электронная зона заполняется начиная с наиболее низких подуровней. В зависимости от числа электронов зоны могут быть заселены полностью, частично или оставаться свободными. Верхние энергетические зоны, заполненные или свободные, могут частью перекрываться. Самая верхняя из полностью или частично заполненных разрешенных зон называется *валентной зоной*; следующая за ней разрешенная зона – свободная, называется *зоной*

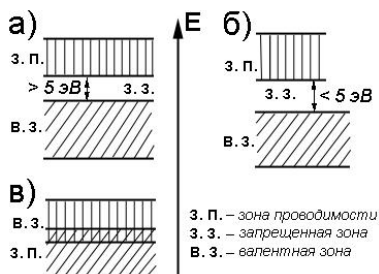


Рис. П5. Типы зонной электронной структуры: а) диэлектрик; б) полупроводник; в) металл

проводимости. По распределению зон и характеру их заполнения электронами твердые тела делятся на 3 класса .

I. С полностью заполненной валентной и свободной зоной проводимости, при наличии большого энергетического барьера между ними, 5–10 эВ; это диэлектрики: инертные газы, ионные кристаллы.

II. Валентная зона или почти заполнена или почти пуста, между ними энергетический барьер существенно меньше 5 эВ; это полупроводники: в данный класс входят многие элементы и минералы. Барьер преодолевается внешним электрическим полем или в результате нагрева; он может быть понижен за счет примесей, других дефектов кристалла.

III. Между частично заполненной валентной зоной и зоной проводимости нет энергетического барьера, они перекрываются: к этому классу относятся металлические проводники.

Силы связи атомов в кристаллах имеют разную природу:

1. *Ионная связь* образуется между парами атомов, один из которых может отдать, став катионом, а второй принять (анион) одинаковое количество электронов своих валентных оболочек для образования устойчивой конфигурации, как у инертных газов: связь вызвана кулоновским притяжением противоположно заряженных ионов. Такая связь образуется, если энергетический уровень соединения ниже, чем у исходных элементов (реакция экзотермическая), если заряды образующихся ионов невелики (от одного атома к другому передается 1–2 электрона) и когда радиус катиона много больше радиуса аниона (как у щелочных металлов и галогенов). Если не все эти условия выполнены, ионная связь может дополняться другими. Энергия этой связи велика – 10^5 – 10^7 Дж/моль, ионные кристаллы имеют высокую температуру плавления, большую прочность. Связь не направлена, кристаллы обладают высокой симметрией, векторные свойства мало различаются по направлениям.

2. *Ковалентная связь* осуществляется через общие для разных атомов электроны, орбитали которых перекрываются. Часто эту связь реализуют *p*-электроны, орбитали которых имеют отчетливую ориентировку, поэтому ковалентные соединения пространственно ориентированы; сила связи в одних направлениях может быть много выше, чем в других. Поэтому ковалентные кристаллы часто имеют низкую симметрию, их физические свойства обнаруживают анизотропию. Энергия связи порядка ионной, 10^5 – 10^7 Дж/моль, что

определяет довольно высокую прочность, тугоплавкость этих соединений. Ковалентную связь имеют многие атомы в молекулах чистых веществ, большинство соединений углерода, азота, серы, кремния, алюминия, других *p*-элементов, ряд интерметаллических соединений.

3. *Металлическую связь* обеспечивает газ свободных валентных электронов между узлами решетки. Энергия связи варьирует у разных металлов в широких пределах – от 10^3 до 10^7 Дж/моль, но обычно она ниже, чем ионная и ковалентная. Связь не направлена, металлические кристаллы имеют довольно высокую симметрию и малую анизотропию физических свойств.

Кроме указанных основных для минералов видов связи, имеются: относительно слабая ван-дер-ваальсовская связь дипольных моментов атомов, существенная в газах; водородная связь водорода с электроотрицательными атомами – в воде, аммиаке, белках.

Многие вещества обнаруживают несколько видов связи. Существенно сочетание ионной и ковалентной связей в кристаллах.

Кристаллическая решетка как основа структуры минералов организуется по принципу энергетической выгоды, соответственно видам химической связи участвующих в соединении элементов и физическим условиям образования минерала. Расположение атомов (ионов) в узлах решетки, ее симметрия, плотность упаковки определяют физические свойства и их анизотропию. Плотность зависит от средней атомной массы элементов и ионных радиусов, которые определяют плотность упаковки кристаллической решетки. Упругие свойства в большей мере зависят от плотности упаковки и ее различий по разным направлениям, определяемых ролью ковалентных связей.

Каждый атом в решетке занимает потенциальную яму, образованную соседними атомами. Попытки сжать или растянуть кристалл вызывают упругую реакцию восстановления первоначальной структуры или разрушение кристалла. Ковалентные кристаллы могут быть весьма прочными по одним направлениям и легко деформироваться или разрушаться по другим. Металлическая связь обеспечивает большую прочность на сжатие и разрыв, но допускает значительные сдвиговые деформации и пластическое течение. Наличие незанятых уровней в валентной зоне металлов определяет большую

поглощающую способность металлов по отношению к электромагнитным излучениям.

В природе идеальные кристаллические решетки встречаются редко; они содержат разнообразные дефекты: точечные, линейные, объемные; в число дефектов включают возбуждения: упругие, тепловые, которые представляются квазичастицами – фононами.

Фононы – это кванты упругого или теплового возбуждения в решетке. Из-за ее периодичной структуры частоты фононов ω периодически зависят от волнового вектора \mathbf{k} , а энергия квантуется.

Фононы рассеивают все виды излучения: фотоны, рентгеновские лучи, нейтроны.

Полиморфизм представляет собой изменение параметров решетки в зависимости от термодинамических условий (P , T). Переходы одной кристаллической структуры в другую, равновесную в данных P - T -условиях, относятся к фазовым переходам первого рода, в которых скачками изменяются первые производные потенциала Гиббса: скрытая теплота Q , плотность σ , а также сжимаемость, теплопроводность, вязкость. Скрытая теплота Q может иметь разный знак: фазовые реакции бывают эндотермическими (с поглощением тепла) и экзотермическими (с его выделением); соответственно разные знаки имеют наклоны кривых фазовых равновесий (кривых Клаузиуса – Клапейрона):

$$dP/dT = Q\sigma_1\sigma_2/T\Delta\sigma, \quad (\text{П32})$$

где $\Delta\sigma = \sigma_2 - \sigma_1$ – разность плотностей полиморфных фаз. Такие фазовые переходы, связанные с перестройкой кристаллической решетки, требуют определенной энергии активации, поэтому возможно существование метастабильных фаз в тех условиях, где они неравновесны, а также смешанных фаз вблизи условий равновесия. Условия равновесия определяют положение в P - T -координатах равновесной точки неинвариантных фазовых переходов (например, тройная точка воды), кривой инвариантных фазовых реакций и области сосуществования фаз дивариантных реакций.

Дефекты в кристаллах в узком смысле слова это точечные дефекты: примесные атомы в узлах решетки, примесные или собственные атомы в междуузлиях, вакансии – отсутствие атомов в узлах. Концентрация дефектов в кристалле зависит от температуры:

$$C(T) = C(0)\exp(-E_d/kT), \quad (\text{П33})$$

где k – постоянная Больцмана, E_d – энергия образования дефекта, в случае вакансии она имеет значения порядка 1 эВ. Дефекты деформируют решетку. Они перемещаются, это механизм переноса массы (диффузия), переносят заряд (электропроводность) и энергию (теплопроводность). От типа дефектов, их концентрации зависят упругие, оптические и термодинамические свойства кристаллов.

Дислокации – это линейные дефекты, они бывают краевыми (край части плоскости узлов решетки внутри кристалла или на его поверхности), винтовыми (локальный сдвиг в решетке на величину, равную ее параметру), встречаются и комбинированные. С дислокациями связаны локальные области дилатации и сдвига, явления перемещения краевых дислокаций (скольжения и переползания). Краевые дислокации возникают в процессе роста кристаллов на границах блоков при небольших различиях ориентировки решетки, при деформации кристалла со скоплением вакансий, взаимодействии дефектов и дислокаций в процессах раскristаллизации, деформирования кристаллов, больших вариациях температуры и давления. Винтовые дислокации возникают в основном при росте кристаллов вокруг зародыша винтовой дислокации, что энергетически выгоднее роста идеального кристалла. Концентрация дислокаций не зависит от температуры, она обусловлена условиями образования и механическими напряжениями. Дислокации влияют на коэффициенты переноса (диффузии, вязкости, температуропроводности), прочность и пластичность. Взаимодействие дислокаций приводит к понижению пластичности и повышению прочности металлов (ковка, прокат) и других материалов.

Оглавление

Определяющие факторы физических свойств пород.....	3
Типы физических свойств пород и подходы к их изучению.....	3
Многообразие определяющих факторов.....	4
Факторы атомной структуры.....	5
Электронная структура и типы связей.....	8
Изоморфизм, примеси	9
Кристаллическая структура, ее дефекты.....	11
Полиморфизм	13
Пористость, трещиноватость, флюидонасыщенность.....	14
Магнитные свойства горных пород.....	16
Ферромагнетизм. Виды намагниченности.....	16
Измерения магнитных свойств пород.....	22
Магнетизм минералов и руд железа.....	22
Закономерности распределения магнитных свойств пород.....	26
Плотность горных пород	31
Определение и способы измерения плотности.....	31
Плотность химических элементов и минералов.....	35
Плотность магматических пород.....	39
Плотность осадочных пород.....	42
Плотность метаморфических пород.....	44
Зависимость плотности пород от Р-Т-условий; плотностные модели коры и мантии Земли.....	46
Упругие свойства горных пород	49
Системы параметров упругости; анизотропия; поглощение.....	49
Упругие свойства простых веществ и минералов.....	53
Скорости в магматических и метаморфических породах.....	56
Скорости сейсмических волн в осадочных породах	60
Горные породы в электромагнитных полях	65
Уравнения Максвелла.....	65
Простые модели полей.....	68
Стационарные электромагнитные поля	69
Электромагнитные поля в однородных средах.....	73

Монохроматическое квазистационарное поле.....	74
Электромагнитные явления в горных породах.....	76
Электрические свойства горных пород	80
Электрические свойства элементов и минералов.....	80
Электрические свойства кристаллических пород.....	82
Электрические свойства осадочных пород.....	86
Электропроводность пород при высокой температуре.....	87
Взаимосвязи физических свойств горных пород и комплексные физические модели геологических объектов	89
Корреляция физических свойств пород.....	89
Комплексные физические модели среды.....	94
Литература.....	99
Приложение.....	100