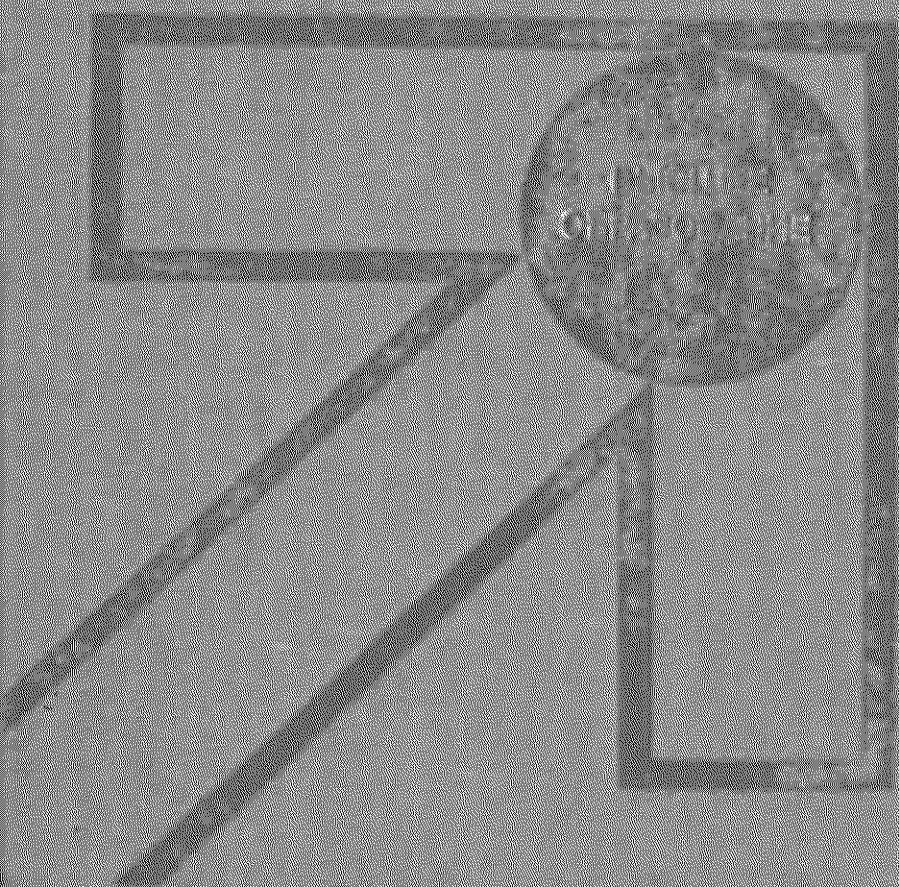


ВЕРНОВАГОДА.

ВЕРНОВАГОДА.



В.Н.КОБРАНОВА

ПЕТРОФИЗИКА

ИЗДАНИЕ ВТОРОЕ, ПЕРЕРАБОТАННОЕ
И ДОПОЛНЕННОЕ

Допущено Министерством высшего и среднего специального образования СССР в качестве учебника для студентов вузов, обучающихся по специальности «Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых»



МОСКВА „НЕДРА” 1986

Кобранова В. Н. Петрофизика. Учебник для вузов. — 2-е изд., перераб. и доп. — М.: Недра, 1986. — 392 с.

Дано определение петрофизики — науки, обеспечивающей эффективное применение геофизических методов разведки. Рассмотрены сущность основных физических процессов в горных породах, петрофизические величины (плотность, коэффициенты пористости и проницаемости, удельная электропроводность, намагниченность, радиоактивность и др.), их зависимость от петрохимических величин, друг от друга, от происхождения и условий залегания пород. Во втором издании (1-е изд. — 1962) переработаны все разделы учебника с учетом научных разработок и результатов практического применения петрофизических методов за время после первого издания учебника.

Для студентов нефтегазовых вузов и факультетов, обучающихся по специальности «Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых».

Табл. 24, ил. 168, список лит. — 46 назв.

Рецензенты: кафедра геофизики Тюменского индустриального института; *Н. Б. Дортман*, д-р геол.-минер. наук (Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт)

Энергетическая база страны во многом определяется приростом прогнозных, разведанных и добываемых запасов нефти и газа, а также других полезных ископаемых. Для решения задач, связанных с необходимостью увеличения запасов всех видов минерального сырья, геологи, буровики и разработчики широко применяют прикладную геофизику, основой которой является новая геологическая наука петрофизика. Петрофизика — физика горных пород предусматривает изучение:

1) физических и физико-химических процессов, происходящих в горных породах, во время которых проявляются их физические и физико-химические свойства (пористость, плотность, водо-, газо-, нефте-, тепло- и электропроводность, намагниченность, упругость, радиоактивность и др.);

2) петрофизических величин (коэффициентов пористости, проницаемости, электропроводности, радиоактивности и т. д.), характеризующих неодинаковое участие различных пород в отдельных физических и физико-химических процессах; понятий этих величин, определяющих их уравнений и единиц измерения;

3) вариационных рядов значений петрофизических величин и характеристик этих рядов (их предельные, средние, медианные и модальные значения) для типов и групп пород, определяющихся вариациями их состава, структуры, термобарических условий, образования и времени жизни;

4) классификации петрофизических величин по их значениям, а также пород по петрофизическим и другим величинам;

5) связей петрофизических величин между собой и с другими величинами (петрохимическими, петрофизико-химическими); их классификаций;

6) локальных и региональных площадных изменений петрофизических величин, связанных с особенностями состава и строения геологических тел или регионов, процессами магматизма, седиментации, деятельностью подземных вод, залежами полезных ископаемых;

7) причин и законов изменения петрофизических величин по разрезам скважин;

8) петрофизического районирования — установления границ районов по особенностям вариационных рядов петрофизических и петрохимических величин типов пород, петрофизическим связям и другим признакам этих площадей;

9) лабораторных способов определения петрофизических величин.

В учебнике по курсу «Петрофизика» нельзя было охватить все вопросы, изучаемые этой наукой, поэтому дополнительные

сведения по различным разделам студенты могут найти в работах, указанных в списке литературы.

Петрофизика сформировалась к началу 60-х годов нашего столетия, когда появились обобщающие труды по вопросам изучения физических свойств пород и возникло основное содержание петрофизики как науки.

Развитие петрофизики связано с именами В. Н. Дахнова, А. С. Семенова, А. И. Заборовского, Н. Б. Дортман, В. М. Добрынина, Е. И. Леонтьева, М. Л. Озерской, С. Г. Семеновой и др. Автором книги создан курс «Петрофизика» для специальностей 0105 и 0103.

В трудах названных выше ученых закладывались основы петрофизики, доказывалось, что для правильного проектирования полевых геофизических исследований и истолкования их результатов необходимо знать характер распределения значений отдельных петрофизических величин в пределах геологических тел. Особенно важное значение петрофизика имеет при геофизических исследованиях скважин, когда по комплексу измеряемых в скважине физических величин определяют вскрытые породы, выделяют среди них полезные ископаемые и оценивают их запасы.

За рубежом вопросам петрофизики также придается серьезное значение. Крупные исследования проведены Арчи, Гасманом, Вилли, Феттом и многими другими.

Основной объем исследований, послуживший оформлению петрофизики как самостоятельной науки, был выполнен в СССР коллективами многих ведущих научно-исследовательских учреждений и ведомственных лабораторий геолого-геофизического профиля, занимающихся разведкой и разработкой полезных ископаемых, строительством сооружений.

Ведущими научно-исследовательскими организациями в системе министерств геологии, нефтяной и газовой промышленности являются, например, ВНИИГеофизика, ВСЕГЕИ, ВНИИНефть, ВНИГНИ, ВНИИГаз и их филиалы. Петрофизические исследования ведутся также в ИФЗ АН СССР, геологических и геофизических институтах АН союзных республик, университетах и учебных институтах (МИНГ, МГРИ, МГИ, ТюИИ, Ивано-Франковском и Грозненском нефтяных институтах и в других высших учебных заведениях геолого-геофизического профиля).

Для решения различных геологоразведочных задач необходимо знать различные группы физических свойств и петрофизических величин. Физические свойства пород, изучаемые в нефтегазовой геофизике, объединяются в следующие группы:

- 1) емкостную (пористость, влагоемкость);
- 2) капиллярную (капиллярное давление, смачиваемость);
- 3) газо- и гидродинамическую (газо-, водо- и нефтепроницаемость);

4) плотностную (плотности твердой, жидкой, газовой фаз и породы в целом);

5) электрическую (электропроводность или электрическое сопротивление, диэлектрическая проницаемость, естественная и вызванная электрохимические и окислительно-восстановительная активности);

6) тепловую (теплоемкость, теплопроводность и температуропроводность);

7) магнитную (намагниченность, магнитная восприимчивость, температура, соответствующая точке Кюри);

8) ядерную (радиоактивность, нейтронная активность);

9) упругую (способность к изменению формы, передаче и поглощению упругих колебаний);

10) прочностную (прочность на сжатие, разрыв, сдвиг);

11) пластичную (пластичность).

Каждая группа свойств характеризуется комплексом петрофизических величин. Например, емкостная группа — коэффициентами k_p , $k_{п.о}$, $k_{п.эф}$, $k_{п.д}$ соответственно общей, открытой, эффективной и динамической пористости, коэффициентами ω_p , ω_k , $\omega_{под}$, $\omega_{нг}$, ω_r , соответственно полной, капиллярной, подвешенной, максимально гигроскопической и гигроскопической влагоемкости. Таким образом, специалисту приходится изучать более 60 различных величин.

В результате петрофизических исследований с середины 30-х годов до настоящего времени сделано следующее.

1. Созданы способы и аппаратура для определения многих петрофизических величин. Так, например, для определения коэффициента проницаемости, магнитной восприимчивости, остаточной намагниченности, α -, β -, и γ -активностей, характеристик упругости выпускалась серийная аппаратура. Однако она не совершенна: многоблочна, крупногабаритна, сложна в управлении, иногда малонадежна в эксплуатации и трудна в наладке. Вместе с тем не только аппаратура, но и современные способы определения петрофизических величин не унифицированы и не стандартизированы, поэтому петрофизические определения, выполненные в различных лабораториях, трудно сопоставимы; в настоящее время аппаратура и способы определения модернизируются.

2. Получили развитие основы физико-математических теорий электропроводности, естественной и вызванной поляризации, теплопроводности, радиоактивности, упругости горных пород и многих других физических и физико-химических процессов; составлены уравнения, позволяющие в первом приближении рассчитывать значения той или иной петрофизической величины по данным о составе и структуре пород, а также по их характеристикам.

3. Определено множество значений различных петрофизических величин, пределы их изменения, средние, медианные и модальные значения их рядов для типов и групп пород.

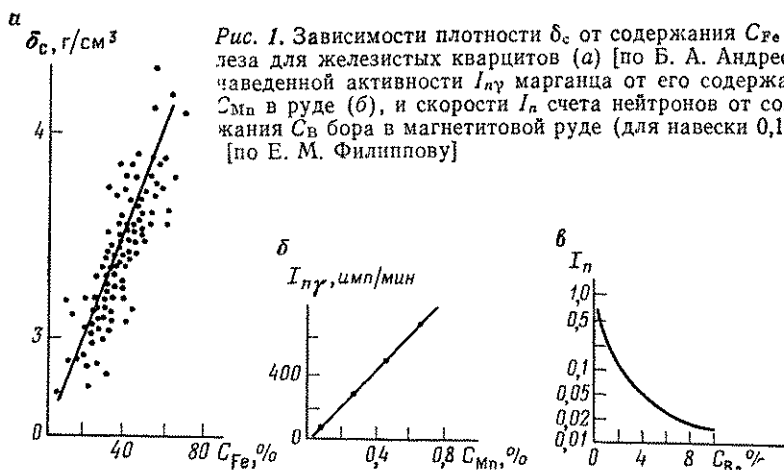


Рис. 1. Зависимости плотности δ_c от содержания C_{Fe} железа для железистых кварцитов (а) [по Б. А. Андрееву], наведенной активности $I_{n\gamma}$ марганца от его содержания C_{Mn} в руде (б), и скорости I_n счета нейтронов от содержания C_B бора в магнетитовой руде (для навески 0,1 кг) [по Е. М. Филиппову]

4. С использованием петрофизических величин составлена более дробная классификация пород по их свойствам (например, Н. Б. Дортман [7]).

5. Построены разрезы и карты, характеризующие изменение петрофизических величин или их комплексов по глубинам для многих районов СССР, площадям крупных регионов (карта намагниченности пород СССР) и в пределах разновозрастных или однотипных отложений (карта плотности мезозойских отложений Западной Сибири).

6. Установлено множество парных связей между петрофизическими величинами.

Парные связи обычны для однотипных, разновозрастных, одинаково преобразованных плотных отложений и массивов пород, если концентрация аномального по свойствам элемента, минерала или компонента неодинакова в отдельных их разностях. Такие связи найдены между: а) плотностью δ_c и содержанием C_{Fe} железа для сухих железистых кварцитов КМА (рис. 1, а) и ряда других типов пород железорудных месторождений; б) наведенной активностью $I_{n\gamma}$ и содержанием C_{Mn} марганца в руде (рис. 1, б) для различных марганцевых месторождений; в) скоростью I_n счета нейтронов и содержанием C_B бора в бороносных рудах (рис. 1, в); г) магнитной восприимчивостью χ и содержанием $C_{Fe_3O_4}$ магнетита для железных кварцитов; д) плотностью δ_c и содержанием C рудных компонентов в руде (см. рис. 43). Высокая теснота этих связей наблюдается только при низкой и малоизменяющейся пористости геологических тел.

Парные связи существуют также между петрофизическими величинами, характеризующими определенные по происхождению, составу, степени преобразованности рыхлые отложения, неодинаковые по содержанию аномального по свойствам компонента (минерализованная вода). Примерами таких связей могут служить зависимости удельных электрических сопротивле-

ний (электросопротивлений) $\rho_{вп}$, теплопроводности $\lambda_{вп}$, скорости v_p распространения упругих волн, плотности δ_c ($\delta_{вп}$) от коэффициента k_n пористости (см. рис. 44, 157), а также менее тесные связи между удельным электросопротивлением $\rho_{вп}$ или параметром пористости P_n и плотностью $\delta_{вп}$ (или скоростью распространения упругих волн v_p), теплопроводностью $\lambda_{вп}$ (см. рис. 95) и др.

Связи между тремя петрофизическими характеристиками являются более тесными как для плотных, так и для рыхлых одинаковых по происхождению, степени преобразованности отложений в том случае, если одна из петрофизических величин характеризует соотношение твердой и жидкой фаз в породе, другая — ее структуру, а третья зависит как от той, так и от другой величины. При этом можно получить довольно тесные связи между двумя из этих характеристик при фиксированном значении третьей (см. рис. 87, 88).

Петрофизические связи положены в основу определения многих петрофизических величин, необходимых при подсчете запасов полезных ископаемых геофизическими методами.

Глава I

НЕОДНОРОДНОСТЬ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ТЕЛ

Горные породы находятся в недрах Земли в виде неодинаковых по происхождению, форме, размерам, составу, структуре и другим свойствам взаимосвязанных тел (моно- и поликристаллов минералов, пластов и фаций, щитов и плит, континентальных платформ, континентальных, геосинклинально-складчатых, орогенных систем и поясов, континентов, океанических бассейнов, тел земной коры, мантии, земного ядра). Общим и важнейшим свойством геологических тел является их неоднородность; каждое из геологических тел содержит различные (по происхождению, размерам и другим особенностям) виды неоднородности; в совокупности они и определяют неоднородность тела в целом.

При решении различных практических задач выявляют и изучают отдельные виды неоднородности геологического тела, мысленно разбивая его на элементарные объемы, которым придают все возрастающие или убывающие размеры, однако существенно (на два-три порядка и более) меньшие размеров изучаемого объекта. Неоднородность определенного вида проявляется в изменении средних значений ее характеристик при переходе от одного элементарного объема к другому. В качестве характеристик неоднородности используются петрофизические, петрохимические и другие величины, измеряемые и усредняемые в пределах элементарных объемов [38].

При заданном размере элементарного объема и известных средних значениях характеристик неоднородности в его пределах в геологическом теле выделяются подобласти — элементы неоднородности, в которых характеристики неоднородности имеют определенные постоянные значения.

Детальность изучения геологического тела можно повысить за счет непрерывного уменьшения размера, элементарного объема, однако число элементов неоднородности будет изменяться скачками в соответствии с дискретностью — определенными уровнями размеров отдельных неоднородностей геологического тела [38]. При самых крупных элементарных объемах будут выделяться соизмеримые с ними элементы неоднородности только тогда, когда с помощью измерительной установки, определяющей подходящую характеристику неоднородности, исследуют породу в объеме значительно меньшем (не менее чем на два порядка), чем элемент неоднородности.

В этом случае соизмеримая с размером установки или большая, чем она, неоднородность надежно выделится, а все другие, объем которых намного (на несколько порядков) меньше

объема исследуемой, измерительной установкой неоднородности выделяться не будут, и их наличие практически не скажется или скажется незначительно на среднем значении измеряемой величины. Неоднородности, близкие по объему к изучаемой измерительной установкой, способствуют существенному разбросу определяемой величины и могут служить помехой для выделения исследуемой неоднородности. Непрерывно уменьшая элементарные объемы и соответственно объемы, изучаемые с помощью измерительной установки, выявляют все меньшие по размеру элементы и различные по видам неоднородности геологических тел. Чем крупнее геологическое тело, тем больше у него видов неоднородностей и тем значительнее должен быть набор элементарных объемов и измерительных установок.

У простейших и относительно малых по размеру геологических тел (монокристаллы минералов) различают, например, структурную и неструктурную неоднородности. Структурная неоднородность — это отсутствие тождества структурных ячеек по всему заполненному ими объему. Структурные ячейки минералов неодинаковы по химическому составу — равные положения в их объеме могут занимать разные атомы, в ячейках встречаются также вакансии (незаполненные атомами узлы), внедрившиеся атомы и дислокации. Существуют и другие виды неоднородности строения минералов [14]. Для выявления структурной неоднородности применяются методы дифракционные (рентгеновский и электронно-графический) и радиоспектроскопии.

Неструктурная неоднородность — это неодинаковый состав и строение отдельных частей минерального элемента. Такая неоднородность может иметь первичное и вторичное происхождение и обуславливается многими причинами. Для минералов она изучается визуально, с помощью светового и электронного мик-

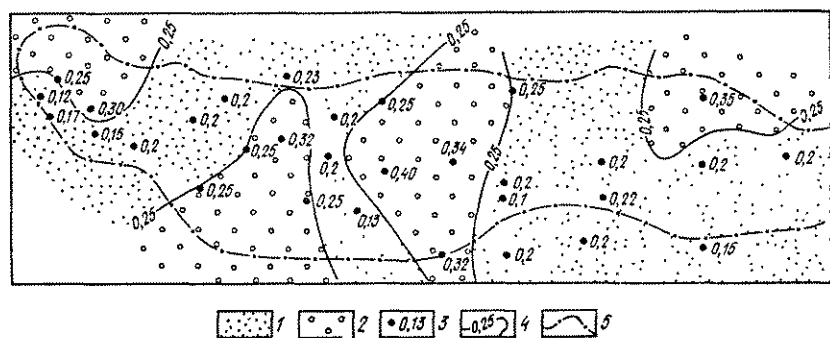


Рис. 2. Схематическая карта распределения песчано-алевритовых коллекторов с различными средними диаметрами зерен пласта C_1 Мухановского месторождения (по О. А. Черникову и А. И. Куренкову).

Участки распространения пород со средним диаметром зерен: 1 — $< 0,25$ мм; 2 — $> 0,25$ мм; 3 — расположение скважины и значение среднего диаметра зерен (в мм) в ней; 4 — линии равных значений диаметра зерен; 5 — границы зон с разным содержанием зерен в пределах пласта C_1 .

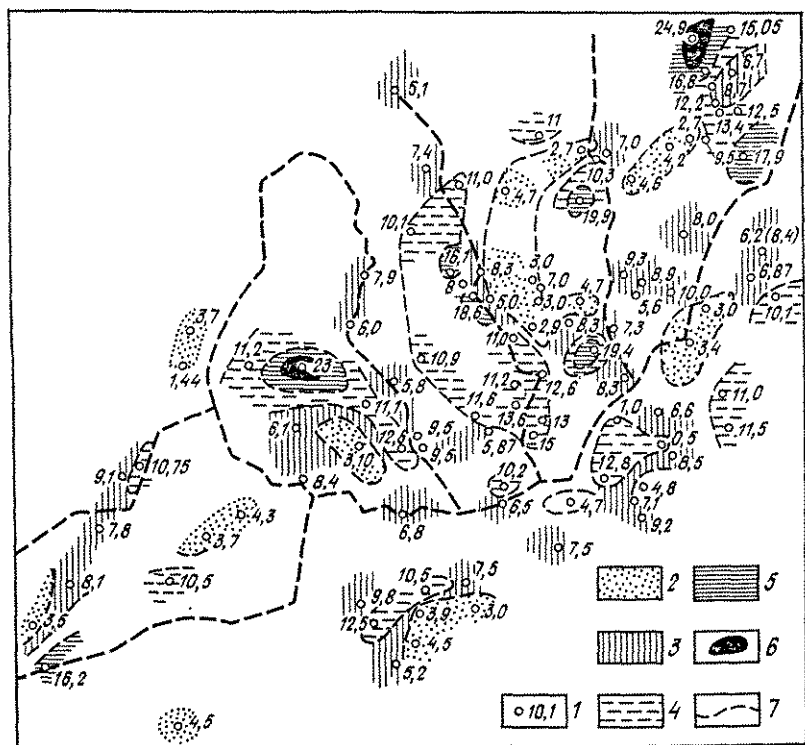


Рис. 3. Схематическая карта распределения коллекторов с различным содержанием цементирующего материала пласта Д₁ Туймазинского нефтяного месторождения (по О. А. Черникову и А. И. Куренкову).

1 — скважины и содержание цемента в породе (в %); интервалы содержания цемента в породе (в %): 2 — 0—5; 3 — 5—10; 4 — 10—15; 5 — 15—20; 6 — >20; 7 — контуры участков разработки

роскопов, электронного микроскопа при определении строений минералов и условий их образования.

Пластовые тела имеют, кроме перечисленных, и более низкие виды или уровни неоднородности. Эти тела заполняются многокомпонентными породами, между полиминеральными, разноразмерными зернами которых со структурной и неструктурной неоднородностью располагаются определенный по составу цемент, природные воды и иногда смеси их с жидкими и газообразными углеводородами. По простирацию и падению пластовых тел нередко наблюдается закономерная изменчивость соотношения между их твердой и другими компонентами, минерального и гранулометрического составов зерен (рис. 2) и цемента (рис. 3). Неоднородность, связанная со слоистостью и разнотернистостью этих тел, устанавливается макроскопически (визуально), при помощи светового микроскопа и гранулометрического анализа; полиминеральность зерен и цемента — с использованием световых и электронных микроскопов; структурная и

неструктурная неоднородность зерен — описанными выше методами.

Для выявления отдельных видов неоднородности из пласта по определенной системе отбирают и затем исследуют образцы. Неоднородность пластовых тел исследуется в связи с вопросами их происхождения и дальнейшего формирования, для поисков, разведки и разработки полезных ископаемых, повышения эффективности прикладной геофизики и при решении многих других практических задач.

Гораздо больше различных видов неоднородности содержат такие крупные геологические тела, как щиты и плиты, континентальные платформы, континентальные геосинклинально-складчатые орогенные системы, пояса и т. д. Для континентальных платформ, кроме рассмотренных для пластов, можно выделить еще более низкие уровни неоднородности, обусловленные структурной многоэтажностью этих тел (структурный этаж — это ряд литологически различных толщ, объединяемых в единый комплекс), наличием глубинных разломов и других их особенностей. В этом случае для выявления низких уровней неоднородности применяются методы прикладной геофизики, фотографии со спутников и др.

Изучение неоднородности крупномасштабных тел также нужно для выяснения их происхождения и условий жизни в связи с поисками полезных ископаемых, строительством сооружений и многими другими практическими целями.

Наряду с выявлением и изучением отдельных видов неоднородности геологических тел петрофизические величины определяют на образцах пород и методами геофизики на отдельных, разных участках пласта для литологически определенных или разновозрастных толщ пород и т. д. Так как объемы пород для изучения этих величин неодинаковы, они могут включать различные виды неоднородностей, поэтому вероятны неодинаковые средние значения величин, измеряемых на коллекциях образцов и большом числе различных участков геологических тел. Разброс значений как тех, так и других петрофизических величин возникает и из-за неоднородности физических свойств геологического тела в пределах его объема. Расхождение значений в целом для пластового тела тем значительнее, чем меньше объем образцов или исследуемых участков, меньше однородность геологического тела. Если размер измерительной установки немного превышает размеры неоднородностей изучаемого образца или участка породы, то определяемые характеристики различных свойств этих сред зависят не только от вещественного состава компонент, но и от их объемного соотношения и распределения в объеме пород.

Таким образом, петрофизические величины не являются константами; их значения определяются как степенью однородности пород, так и соотношением размеров образцов или участков пород и установок, с помощью которых измеряют значения

изучаемых величин, зависят они и от температуры, давления, частоты физического поля, применявшегося при их оценке, условий происхождения и жизни пород, их возраста.

В связи с разведкой и разработкой нефтегазовых залежей, рудных тел, угленосных свит неоднородность отдельных пластов и жил обычно изучают по широкому комплексу петрофизических величин, определяемых на представительной коллекции образцов пород. Образцам придают правильную форму (цилиндрическую, прямоугольную) и определенные размеры. Проводят и комплексные геофизические параметрические исследования вскрытых скважиной пластов с установками различных типа и размера. По этим данным с применением статистики находят предельные, средние и медианные значения петрофизических величин для пласта или рудного тела в целом. Результаты исследований представляют также в виде петрофизических пластовых и других карт, выявляющих латеральную неоднородность отдельных пластов, петрофизических разрезов отдельных скважин, сводных разрезов площадей, районов, территорий, угольных бассейнов, использующихся для петрофизического районирования. Применяют определенные таким образом петрофизические величины и для выяснения корреляционных связей между различными характеристиками. Нередко такие исследования геологических тел позволяют выявлять определенные закономерности (тенденции) в пространственном изменении усредненных характеристик.

Твердая фаза заполняет часть объема горной породы; в незаполненном ею пространстве находятся другие (обычно жидкая и газовая¹) компоненты пород. Свойство пород содержать разные, не заполненные твердой фазой объемы $V_{\text{пор}}$ в определенном сухом их объеме² V_c , называется пористостью. Объем $V_{\text{пор}}$ сложен из отдельных небольших пространств — пор, поэтому его нередко именуют поровым пространством горных пород. Поры различают по происхождению, форме, размеру, взаимосвязи.

§ 1. ПРОИСХОЖДЕНИЕ, ФОРМА, РАЗМЕР, ВЗАИМОСВЯЗЬ ПОР. ВИДЫ ПОРИСТОСТИ

Происхождение пор

Поры бывают первичные и вторичные. Первичные поры возникают при образовании породы и изменяются по величине и форме при ее уплотнении, цементации, метаморфизации. Первичные — это структурные поры между гранулами обломочных (песчаных, алевритовых, глинистых, известково-магнезиальных) пород, межкристаллические поры плотных магматических, метаморфических, осадочных пород, поры известковых, кремнистых туфов, пеплов и др. Вторичные (новые) поры — каверны, трещины, каналы в теле пород образуются при их растворении, выветривании, кристаллизации, перекристаллизации, доломитизации известняков, тектонических и биохимических процессах.

Каверны возникают при растворении (выщелачивании) кислыми водами трещиноватых карбонатных пород и гипсов. Трещины одного и перекрещивающихся направлений появляются в плотных породах в результате резких изменений их объемов при значительных перепадах температур, давлений, в результате процессов кристаллизации, перекристаллизации, доломитизации.

Каналовидные биохимические поры наблюдаются в породах на месте сгнившей корневой системы растений, ходов червей и других животных.

¹ Реже здесь содержатся лед и гидрат газа.

² Сухая порода — порода, высушиваемая до постоянной массы при температуре, обеспечивающей удаление из нее свободной и связанной воды (см. гл. III).

Форма пор

По форме поры могут быть: близкие к ромбоэдральным (у рыхлых хорошо отсортированных, окатанных обломочных пород), близкие к тетраэдрическим (у тех же, но уплотненных пород), щелевидные (у глин, слюд, других пород с пластинчатыми структурными элементами), в виде расширяющихся и сужающихся канальцев неправильной формы (у плохо отсортированных обломочных образований); трещиновидные (у скальных магматических, метаморфических, плотных осадочных пород), каверновидные (у карбонатных разностей и гипсов), пузырчатые (у магматических пород), ячеистые (у известковых и кремнистых туфов), каналовидные (у лёссов), соответствующие по форме кристаллам плотных магматических, метаморфических, осадочных пород.

Размер пор

Размер отдельных пор характеризуется эффективным (средним) диаметром, или поперечным сечением, которые для различных типов пород значительно варьируют.

По эффективному диаметру $d_{эф}$ выделяют: 1) крупные сверхкапиллярные поры с диаметром более 10^{-1} мм; их много у отсортированных, слабосцементированных крупно- и среднеобломочных пород (галечников, гравия, крупно- и среднезернистых песков, обломочных карбонатных разностей), у выщелоченных карбонатных пород, где они достигают очень больших размеров и называются мегапорами (это карстовые пещеры в толще карбонатных пород и гипсов); 2) капиллярные поры с эффективными диаметрами в пределах 10^{-4} — 10^{-1} мм, характерные для менее отсортированных и крупнозернистых, более сцементированных пород (мелкозернистых песков, песчаников, обломочных карбонатных и других подобных образований); сверхкапиллярные и капиллярные поры нередко объединяются под названием макропор; 3) тонкие субкапиллярные (мезо- или переходные) [2], малые по размерам поры, $d_{эф}$ которых изменяется от $2 \cdot 10^{-6}$ до 10^{-4} мм, свойственны природным адсорбентам (глинам, микрокристаллическим, мелоподобным известнякам, диатомитам, трепелам, пепловым туфам и др.); 4) очень малые по размерам (тонкие) микропоры с $d_{эф} < 2 \cdot 10^{-6}$ мм; они установлены у некоторых природных цеолитов.

В основу классификации пор по размерам положены данные о характере связи поровой жидкости с твердой компонентой и ее передвижении в породах. В сверхкапиллярных порах доля воды, связанной с твердым компонентом, невелика, и основной ее объем движется согласно гидродинамическим законам для труб по направлению действия силы тяжести. В порах капиллярных содержание связанной воды больше, и ее падению под действием силы тяжести препятствует капиллярный подъем.

В субкапиллярных порах природные воды практически неподвижны; они почти нацело прочносвязаны с твердым компонентом пород и адсорбированными ионами. В микропорах, диаметр которых соизмерим с размерами молекул, находится только прочносвязанная вода толщиной в одну молекулу. Этой жидкостью поры заполняются под действием адсорбционных сил. Подвижность воды еще меньше, чем в мезопорах.

Взаимосвязь пор и виды пористости

Поры пород как связаны, так и не связаны друг с другом. Взаимосвязанные поры (их много у хорошо отсортированных, слабо сцементированных обломочных пород) названы открытыми, а несвязанные — закрытыми. Последние часто встречаются у карбонатных, магматических пород с каверновидными и пузырчатыми порами.

Сумма объемов $V_{\text{пор.о}}$ и $V_{\text{пор.з}}$ соответственно открытых и закрытых пор (открытой и закрытой пористости) является объемом $V_{\text{пор}}$ всех пор породы или ее общей пористостью:

$$V_{\text{пор}} = V_{\text{пор.о}} + V_{\text{пор.з}}$$

§ 2. ФОРМА (ИЛИ СТРУКТУРА) ПОРОВОГО ПРОСТРАНСТВА ПОРОД

У типов (пески, песчаники, алевролиты, известняки, граниты, габбро и т. д.) и групп (песчаные, алевролитовые, глинистые, кислые, средние, основные, ультраосновные и т. д.) пород разные (по происхождению, форме, размерам, внутренней связи) поры находятся в неодинаковых соотношениях в поровом пространстве; они неодинаково распределяются и в объеме пород. Отсюда возникает представление о специфической форме (структуре) поровых пространств.

У трещинно-кавернозных известняков и доломитов, например, между кристалликами твердого компонента под микроскопом видны первичные микропоры, равномерно распределенные по его объему; их суммарный объем составляет относительно небольшую часть объема всех пор. Вторичные поры этих пород — трещины и каверны (видимые и невидимые невооруженным глазом) имеют субкапиллярные, капиллярные и сверхкапиллярные размеры. Часто каверны резко отличны по эффективным диаметрам, закрыты или открыты, неравномерно распределены по объему отдельных разновидностей пород; их общий объем нередко составляет значительную долю порового пространства рассматриваемых пород. Различны также раскрытость, длина параллельных или перекрещивающихся трещин; их доля в поровом пространстве невелика.

Структура поровых пространств обломочных пород с хорошо отсортированными, окатанными и слабо сцементированными зернами намного проще (рис. 4, а) по сравнению с описанными выше породами. Однако она далеко не одинакова. По О. А. Чер-

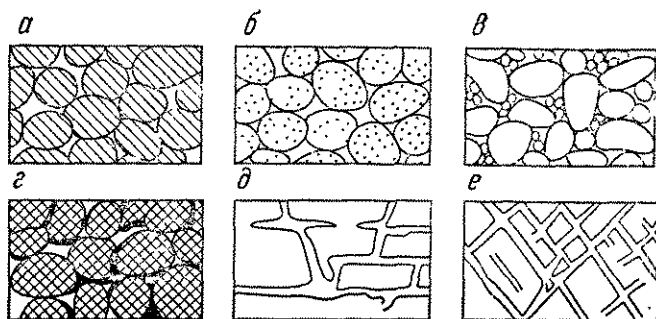


Рис. 4. Различные структуры поровых пространств

Обломочные породы: а — высокопористые с хорошо окатанными и отсортированными зернами; б — очень высокопористые с хорошо окатанными отсортированными и пористыми зернами; в — низкопористые с плохо окатанными и отсортированными зернами; г — пониженной пористости с хорошо окатанными отсортированными, но сцементированными зернами; д — с порами растворения; е — с трещинной пористостью (по О. Е. Мейц-цери)

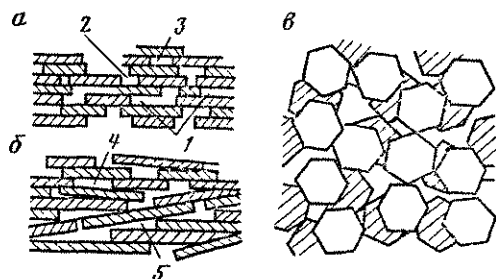


Рис. 5. Виды пор в пластинчатых минералах (по А. П. Карнаузову).

а, б — разрезы минерала по различным направлениям; в — вид сверху; поры: 1 — щелевидные; 2 — лабиринтообразные; 3 — замкнутые; 4, 5 — клиновидные

никову и А. И. Куренкову, размеры пор пласта коллектора Д₁ Туймазинского месторождения изменяются от 5 до 50 мкм и в среднем $d_{эф} = 13,5$ мкм, а для пласта С₁ Мухановского месторождения те же величины варьируют от 5 до 150 мкм и в среднем $d_{эф} = 30$ мкм. Структура обломочных пород усложняется при их уплотнении и цементации [например, глиной (см. рис. 4, б)], когда в породе появляются мелкие, сложные по форме поры.

При этом строение различных глинистых цементирующих минералов далеко не одинаково. Кристаллы слоистых глинистых минералов с жесткой кристаллической решеткой (каолинит, диксит и др.) являются гексагональными пластинками с базисным размером от 10 до нескольких сот микрометров и на порядок меньшей толщиной [8]. Упорядоченная упаковка этих пластинок наблюдается лишь по оси С, а по двум другим она беспорядочна (рис. 5). Сообщающиеся поры соседних слоев лабиринтообразны (рис. 5, а, 2), щелевидные поры (рис. 5, а, 1) в каждом слое по ширине равны толщине частиц. Вероятны и замкнутые поры (рис. 5, а, 3). У глинистых минералов с раздвигающейся решеткой (монтмориллонит, вермикулит) смежные слои менее прочно соединены друг с другом, и молекулы полярных адсорбатов (например, воды) внедряются между ними и раздвигают их. Поровое пространство этих минералов образовано первич-

ными щелевидными порами переменной толщины и вторичными порами — пространствами между пластинчатыми кристаллами.

Неслоистые природные адсорбенты — цеолиты имеют трехмерный алюмосиликатный каркас, сшитый прочными ковалентными связями [8], их поровое пространство сложено порами в кристаллической структуре, форма и размеры которых определяются характером кубоктаэдров (структурные элементы кристалла), а также типом и локализацией катионов.

У волокнисто-трубчатых глинистых минералов с кристаллами в виде волокон, трубок или игл форма пор обусловлена формой структурных элементов породы. Кристаллы галлуазита, например, представляют собой короткие полые трубки. В игольчатых кристаллах палыгорскита и сепиолита имеются продольные цеолитные каналы сечением соответственно $0,37 \times 0,64$ и $0,56 \times 1,10$ нм [8]. У всех рассматриваемых минералов вторичные поры образованы пространством между ними. Размеры и форма вторичных пор зависят от размеров кристаллов и типа их упаковки. Структура порового пространства отдельных разновидностей пород определенных пластов менее различна. Хотя они и не совсем одинаковы по происхождению, форме, размерам, внутренней связи пор, их объемному соотношению и распределению, поровые пространства пластов близки по типу.

Структура порового пространства пород распознается визуально и при помощи микроскопов: световых, электронных, растворовых. Ее оценивают и по глинистости пород, поровому составу, удельной поверхности, среднему эффективному и модальному радиусу пор, удельному объему всех, а также открытых и эффективных пор.

§ 3. ГЛИНИСТОСТЬ, ПОРОВЫЙ СОСТАВ, ПОВЕРХНОСТЬ ПОРОВОГО ПРОСТРАНСТВА И УДЕЛЬНАЯ ПОВЕРХНОСТЬ

Глинистость

Глинистость осадочных пород — это их свойство содержать частицы с $d_{эф} < 0,01$ мм (< 10 мкм), реже с $d_{эф} < 0,001$ мм (или меньшими 0,002 или 0,005), так как частицы таких малых размеров особенно влияют на свойства осадочных пород. Однако содержание их в породах обычно не определяется.

Глинистые частицы являются обломками глинистых минералов групп каолинита, монтмориллонита, гидрослюд (иллита), имеющих обычно $d_{эф} \leq 0,005$ мм, обломками кварца, полевых шпатов, слюдистых и тяжелых минералов и содержат примеси лимонита, гематита, карбонатов, сульфатов (гипс), сульфидов (пирит, марказит) и других минералов.

У одних пород может преобладать монтмориллонит, у других — каолинит, у третьих — гидрослюды. Размеры глинистых частиц, их адсорбционные свойства и способность к набуханию

неодинаковы у различных глинистых минералов. Например, минералы группы монтмориллонита имеют самые значительные дисперсность и способности адсорбционную и к набуханию. Свойство пород содержать совокупность глинистых частиц, заполняющих пространство между более крупными зернами или разделяющую их между собой, называют рассеянной глинистостью в противоположность глинистости слоистой — свойству пород иметь в своем составе тонкие прослойки глины.

Свойство пород содержать различную массу $m_{с.г\lambda}$ (или объем $V_{с.г\lambda}$) сухих глинистых частиц на их определенную массу m_c (или объем V_c) в сухом состоянии оценивается удельной массовой $k_{г\lambda m} = m_{с.г\lambda}/m_c$ (или удельной объемной $k_{г\lambda v} = V_{с.г\lambda}/V_c$) глинистостью. Отсюда

$$k_{г\lambda v} = V_{с.г\lambda}/V_c = \frac{m_{с.г\lambda}/\delta_{с.г\lambda}}{m_c/\delta_c} = \frac{m_{с.г\lambda}}{m_c} \frac{\delta_c(1-k_n)}{\delta_{с.г\lambda}} \approx k_{г\lambda m}(1-k_n),$$

где δ_t , $\delta_{с.г\lambda}$ и δ_c — плотности соответственно твердого, сухого глинистого компонентов породы и сухой породы.

Удельная массовая глинистость осадочных пород изменяется от нескольких до 90% и более.

Правильнее оценивать удельное объемное содержание $k_{в.г\lambda}$ набухающего глинистого компонента во влажной породе по формуле

$$k_{в.г\lambda} = V_{в.г\lambda}/V_{вп},$$

где $V_{в.г\lambda}$ — объем влажной (набухающей) глины в объеме $V_{вп}$ влажной породы.

Степень заполнения пространства между песчано-алевритовыми, карбонатными или другими зернами глинистым материалом характеризуют петрофизическими величинами: относительной глинистостью $\eta_{г\lambda}$ и коэффициентом $k_{зап.г\lambda}$ заполнения.

Относительная глинистость $\eta_{г\lambda}$ — это отношение объема $V_{с.г\lambda}$ сухого глинистого компонента к сумме объемов $V_{пор}$ пор породы и $V_{с.г\lambda}$ сухого глинистого компонента (к объему порозаполнителя между более крупными обломками породы):

$$\eta_{г\lambda} = \frac{m_{с.г\lambda}/\delta_{с.г\lambda}}{m_c/\delta_c - (m_{Ps+Av}/\delta_t)} = \frac{V_{с.г\lambda}}{V_c - V_{Ps+Av}} = \frac{V_{с.г\lambda}}{V_{пор} + V_{с.г\lambda}},$$

где P_s и A_v — сокращенные обозначения песчаной и алевритовой фракций пород.

Так как $V_c = V_{пор}/k_n$ и $k_{г\lambda v} = V_{с.г\lambda}/V_c$,

$$\eta_{г\lambda} = \frac{k_{г\lambda v} V_c}{k_n V_c + k_{г\lambda v} V_c} = \frac{k_{г\lambda v}}{k_n + k_{г\lambda v}}.$$

Коэффициент

$$k_{зап.г\lambda v} = \frac{V_{т.г\lambda} + V_{в.нб}}{V_{т.г\lambda} + V_v},$$

где $V_{в.нб}$, $V_{т.г}$ и $V_{в}$ — объемы воды соответственно набухания глинистого цемента, его твердой фазы и в порах набухшей глинистой породы. Он характеризует степень заполнения глиной порового пространства набухшей глинистой породы.

Многие петрофизические величины: средний эффективный и медианный диаметр пор и зерен, модальный их радиус, удельная поверхность, удельные водо-, газо-, электро-, теплопроводности, диффузионно-адсорбционная активность и т. д. — существенно зависят от их удельной объемной или относительной глинистости, а также от размещения глинистых частиц — рассеянного или слоистого (см. ниже). Способы определения глинистости, применяемые в петрографии, не всегда удовлетворяют петрофизиков.

Значения характеристик глинистости завышены при чрезмерном измельчении породы и превращении ее более крупных частиц в глинистые и занижены, если при подготовке породы к анализу частично удалены ее полутонные окислы или глинистые частицы находятся не только в пространстве между более крупными зернами, но и в них самих, например, в полевошпатовых зернах песчаников в связи с переработкой их минералов в глинистые.

Поровый состав

Поровый состав (распределение пор по размерам) — важнейшая структурная характеристика пород, которая определяет совокупность концентраций различных по эффективному диаметру пор в поровом объеме пород. Концентрация определенных по размеру пор в их смеси (поровом объеме) выражается (объемно-объемным способом) в долях объема всех пор породы. Поровый состав нецементированных обломочных пород в основном зависит от их гранулометрического состава.

У грубо-, крупно-, и среднезернистых хорошо отсортированных и слабо сцементированных пород преобладают относительно крупные и близкие по размерам поры. У таких же, но мелко- и тонкозернистых пород больше всего мелких и тонких пор. У плохо отсортированных нецементированных обломочных пород разные по размерам, но преимущественно мелкие и тонкие поры встречаются примерно в равных долях.

Поровый состав сцементированных обломочных пород обусловлен не только гранулометрическим составом, но и содержанием такого цемента, как карбонат кальция, полутонные окислы и т. д. Здесь встречаются поры самых разных эффективных диаметров, причем доля крупных пор уменьшается, а мелких и субкапиллярных возрастает.

Разнообразен, иногда очень сложен поровый состав многих карбонатных пород. Среди биогенных известняков встречаются, например, ракушники и водорослевые известняки, сложенные почти целыми раковинами и хорошо сохранившимися остатками водорослей. В поровом пространстве таких пород преобладают

сравнительно крупные и одинаковые по размеру поры. Детритовые и биодетритовые разности биогенных известняков состоят из различных по крупности обломков раковин. В их поровом составе больше мелких пор. Известняки и доломиты хемогенного происхождения пелитоморфны, тонко-, мелко- и среднезернисты, реже имеют оолитовую структуру. У пелитоморфных карбонатных пород преобладают одинаковые по размеру поры, у оолитовых известняков они также близки по размеру, но гораздо крупнее. У других разностей хемогенных карбонатных пород размер относительно одинаковых по величине пор определяется размером слагающих их зерен. Все названные выше карбонатные породы в результате вторичных изменений могут содержать также каверны, сульфатизированные участки, поэтому их поровый состав сложный.

У кристаллических пород мало изученный поровый состав зависит от формы и размеров кристаллов, а также от их пузырчатости и трещиноватости.

Поровый состав пород в значительной степени определяет многие другие их петрофизические величины: коэффициенты газо- и водопроницаемости, удельные электропроводности, электрохимические и γ -активности и др.

Поровый состав изучают способами капиллярного вдавливания ртути (ртутная порометрия), вытеснения воды (водная порометрия), капиллярной конденсации, адсорбции, оптическими способами с капиллярной пропиткой образца люминофором, электронно-микроскопическими и др. [5]. В результате этих исследований получают порограммы — кривые распределения пор образца по размерам, характеризующие его поровый состав. Они служат и для расчета медианного, среднего и модального значений эффективных диаметров (или радиусов) пор.

Поровый состав характеризует интегральная (кумулята) и дифференциальная (полигон) (рис. 6, 7) порограммы. Оба этих графика строятся в прямоугольной системе координат. По оси абсцисс кумуляты отложены эффективные радиусы $r_{эф}$ пор, а по оси ординат отрезки, длины которых пропорциональны накопленным частотам тех или иных долевых содержаний $V_{пор}$ до $r_{эф,kl}/V_{пор}$ и $V_{пор}$ до $d_{kl}/V_{пор}$ до эффективного радиуса капилляра $r_{эф,kl}$ (или диаметра $d_{эф,kl}$). По оси абсцисс полигона откладывается также эффективный радиус $r_{эф,kl}$ (или диаметр $d_{эф,kl}$) пор, а по оси ординат их долевые содержания $V_{пор} r_{эф,kl}/V_{пор}$ (или $V_{пор} d_{эф,kl}/V_{пор}$), соответствующие каждому из определяющихся радиусов (или диаметров).

Только сочетание адсорбционного, капиллярно-конденсационного, ртутно-порометрического, электронно-микроскопического, растрового, а в ряде случаев также рентгеновского и спектрального способов позволяет достаточно полно охарактеризовать строение порового пространства, а также проследить за изменением его структуры на всех стадиях существования пород.

Рис. 6. Кумулятивные кривые радиусов $r_{эф.к}$ пор полимиктовых песчаников месторождения Узень (по В. В. Поспелову).

k_n (в %); $k_{пр}$ (в фм^2) соответственно: 1 — 27,8; 0,7; 2 — 24,6; 333

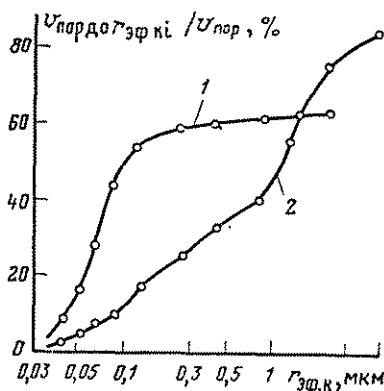
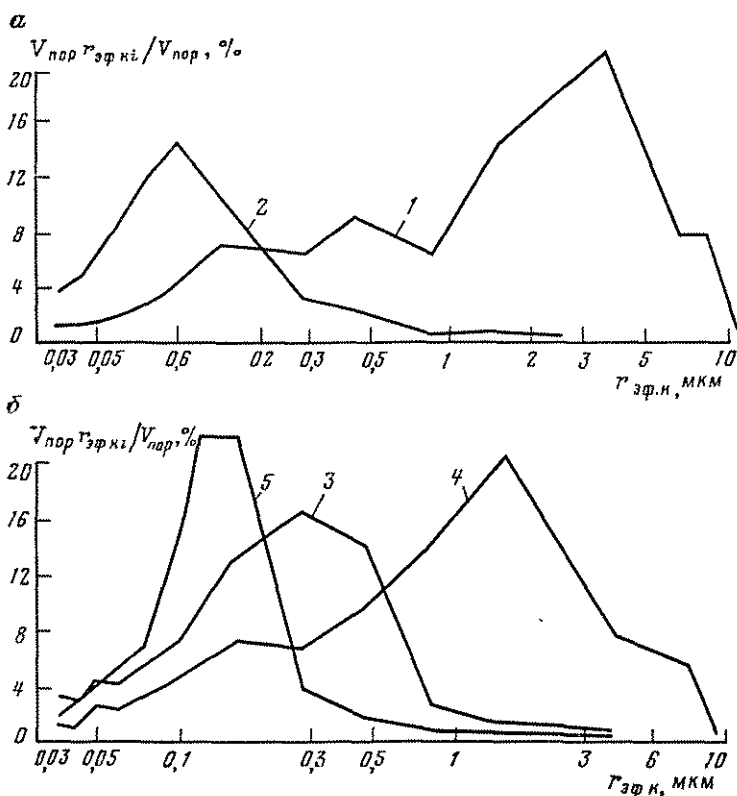


Рис. 7. Полигон — распределения радиусов $r_{эф.к}$ пор образцов полимиктовых песчаников месторождений Жетыбай (а) и Узень (б) [по В. В. Поспелову, 1975].

k_n (в %); $k_{пр}$ (в фм^2) соответственно: 1 — 24,6; 333; 2 — 27,8; 0,7; 3 — 21,5; 1,4; 4 — 25,2; 4,2; 5 — 23,8; 1,3



Поверхности удельная и порового пространства

Поверхность порового пространства пород — это поверхность, отделяющая твердую фазу пород от всех остальных. Свойство пород иметь разную поверхность порового прост-

ранства оценивается удельной поверхностью — объемной S_v и массовой S_m . Первая ограничивает поровое пространство единицы объема, а вторая — единицы массы породы:

$$S_v = S_{\text{пор}} V_c / V_c; \quad S_m = S_{\text{пор}} m_c / m_c,$$

где $S_{\text{пор}} V_c$ и $S_{\text{пор}} m_c$ — поверхности порового пространства в объеме V_c и массе m_c породы. Удельная поверхность S_v измеряется в $\text{м}^2/\text{м}^3$ (или м^{-1}) [либо — $\text{см}^2/\text{см}^3$ (или см^{-1})], а S_m — в $\text{м}^2/\text{кг}$ и чаще в $\text{м}^2/\text{г}$.

Удельная поверхность осадочных и обломочных пород зависит от минерального и гранулометрического составов, формы зерен, содержания и типа цемента. Она уменьшается с увеличением среднего диаметра зерен и снижением содержания глинистого цемента (рис. 8). Однако значения S определяются в основном глинистостью обломочных пород (рис. 9, а, б). Возрастает удельная поверхность также с увеличением остаточного водонасыщения $k_{\text{во}}$ (рис. 10). Чем старше породы и глубже их залегание, т. е. значительнее действие на них давления и температуры, тем меньше обычно удельная поверхность.

Наибольшую удельную поверхность имеют природные адсорбенты: глины, трепелы, отдельные разновидности бокситов, туфовые пеплы и некоторые другие породы аналогичного типа. В их гранулометрическом составе преобладают очень мелкие частицы с $r_{\text{эф. к. i}}$ от $(18-19) \cdot 10^{-4}$ до $0,1-0,2$ мкм, а S_m находится в пределах $(10-400) \cdot 10^3 \text{ м}^2/\text{кг}$. Гораздо меньше $[(0,5-2) \times 10^3 \text{ м}^2/\text{кг}]$ удельная поверхность у относительно хорошо отсортированных, окатанных, слабо сцементированных, средне- и крупнообломочных пород. Нефтегазовые коллекторы имеют частицы как тех, так и других названных выше радиусов, и нередко у них преобладают обломки (поры) больших размеров. В связи с этим пределы изменения их S_m близки к $(0,5-2) \times 10^3 \text{ м}^2/\text{кг}$.

Удельная поверхность, характеризуя структуру и адсорбционную способность поровых пространств пород, определяет условия образования и преобразования осадочных пород, позволяет выделять их структурные типы и типы адсорбентов. Она тесно связана со многими другими петрофизическими величинами и может быть не только измерена в лаборатории, но и оценена по имеющимся зависимостям. Зная удельную поверхность, можно по связям ее с другими величинами приблизительно оценить последние. Разработаны адсорбционные, фильтрационные, основанные на капиллярном эффекте, оптические, электронно-микроскопические, гранулометрические и другие способы лабораторного определения удельной поверхности. Причем перечисленные способы имеют нередко несколько разновидностей [5].

Удельную поверхность, а также средний эффективный радиус пор оценивают и по другим тесно связанным с ними величинам:

$$r_{\text{эф. ср}} \approx \sqrt{8k_{\text{пр}}/k_{\text{п}}}/3.$$

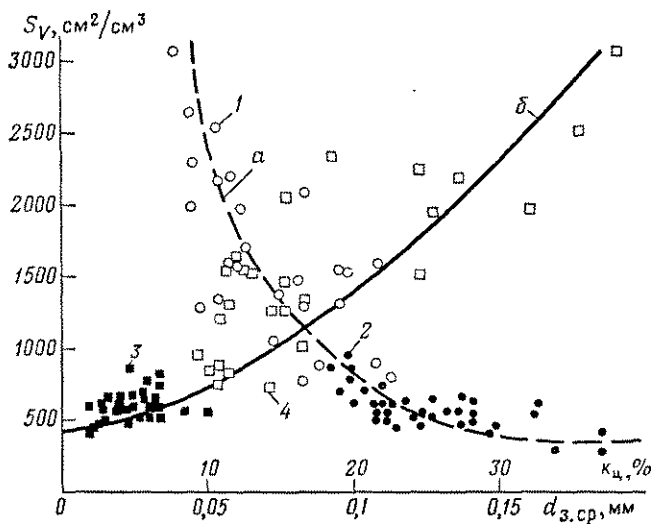


Рис. 8. Зависимости удельной поверхности S_V от среднего диаметра $d_{з.ср}$ зерен (а) и содержания $k_{ц}$ глинистого цемента (б) [по О. А. Черникову и А. И. Куренкову].

Средний диаметр зерен (в мм): 1 — 0,1; 2 — >0,1; содержание цемента (в %): 3 — до 10; 4 — >10

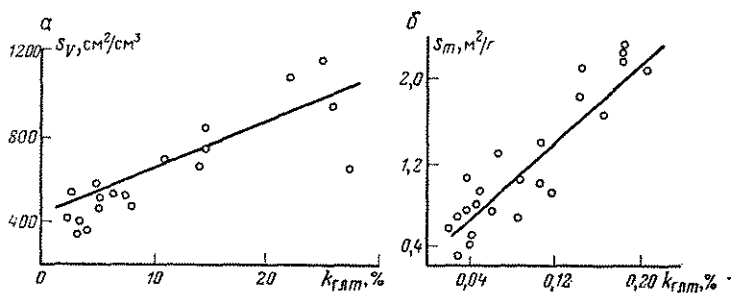


Рис. 9. Зависимости удельной поверхности S_V (а) [по В. Л. Комарову] и S_m (б) [по Б. И. Тульбовичу] от коэффициента $k_{г.л.м}$ массовой глинистости терригенных пород

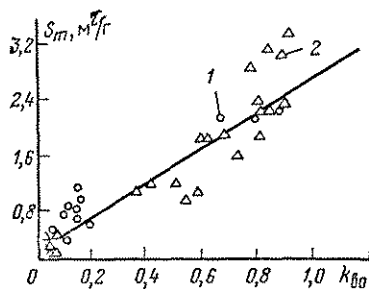


Рис. 10. Зависимость удельной поверхности S_m от коэффициента $k_{во}$ остаточного водонасыщения терригенных пород (по Б. И. Тульбовичу).

1, 2 — значения S_m для различных месторождений Пермской области

Формула получена согласно предположению, что поровое пространство пород предусматривает три системы параллельных и равностоящих цилиндрических капилляров, каждая из которых перпендикулярна к одной из трех взаимно перпендикулярных граней параллелепипеда породы.

Значения $r_{\text{эф. ср}}$ породы определяются и по связям их с емкостью обмена, удельной объемной адсорбционной влагеомкостью, поверхностной проводимостью, диффузионно-адсорбционной активностью, коэффициентом проницаемости, γ -активностью и некоторыми другими величинами (см. рис. 14, 18, 51).

Глава III

ВЛАЖНОСТЬ, ВЛАГОЕМКОСТЬ, ДВОЙНОЙ СЛОЙ

Вода, содержащая растворимые соли, всегда присутствует в горных породах. Объем воды равен объему пор сухой породы, больше или меньше его. В последнем случае в поровом пространстве пород, кроме воды, имеется или газ, или нефть, или их смеси.

Содержание воды в горных породах определяется их влажностью. Способность же пород в зависимости от их свойств и термобарических условий удерживать то или иное количество влаги называется влагоемкостью. Так как с ростом влажности пород изменяются не только их свойства, но и свойства удержанной воды, причем ступенчато, можно выделить гигроскопическую, максимальную адсорбционную, максимальную гигроскопическую, подвешенную, капиллярную и полную влагоемкости; им соответствуют не только определенные количества, но и характеристики воды, в частности подвижность.

§ 4. ПОЛНАЯ ВЛАГОЕМКОСТЬ, МЕЖФАЗНОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ И ДВОЙНОЙ ЭЛЕКТРИЧЕСКИЙ СЛОЙ

Полная влагоемкость — свойство пород удерживать разный максимально возможный объем V_v воды на определенный объем V_c сухой породы. При этой влагоемкости у ненабухающих пород 10—20% порового объема может быть занято зашлепленным воздухом. У набухающих пород объем воды превышает $V_{пор}$ сухой породы. Это объясняется проникновением воды (межслоевая вода) между пакетами кристаллической решетки некоторых минералов породы: монтмориллонита, вермикулита, гидратных форм галлуазита и др. Повышенное содержание воды относительно пористости наблюдается также при заполнении водой трубчатых каналов между структурными единицами сепиолит-аттапульгит-пальгорскитовых минералов.

При полной и других видах влагоемкости на границах фаз породы протекают электрохимические реакции, и по обе их стороны создается двойной электрический слой (ДЭС) — особое распределение электрических зарядов в приграничных областях соприкасающихся фаз пород. При наличии ДЭС каждая фаза имеет объемный заряд и между ними есть разность электрических потенциалов. Достаточно хорошо изучен лишь ДЭС на контакте электролитов с твердым компонентом породы. Этот слой состоит из ионного, адсорбционного и ориентационного видов ДЭС.

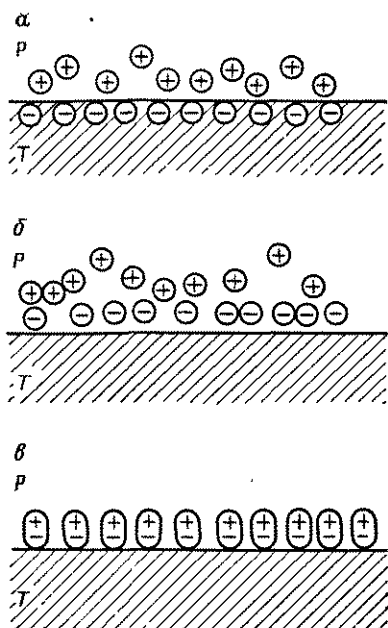


Рис. 11. Строение ионного (а), адсорбционного (б) и ориентационного (в) видов двойного электрического слоя.

Р — раствор; Т — твердая фаза породы

Ионный вид слоя (рис. 11, а) создается за счет остаточных электрических сил на поверхности твердого компонента пород при разных химических потенциалах одинаковых ионов в различных фазах породы. Он состоит из слоя дегидратированных, потенциалопределяющих ионов в твердой фазе и слоя гидратированных противоионов в жидкой. Потенциалопределяющие и противоионы имеют разный знак, поэтому отдельные фазы заряжены, а в целом порода нейтральна. Потенциалопределяющие ионы расположены диффузно у самой границы раздела фаз с плотностью, убывающей в глубь твердой фазы. Они сообщают последней определенный (положительный или отрицательный) потенциал (знак заряда) поэтому и называются потенциалопределяющими. Знак и объем заряда твердой фазы зависят от химического состава контактирующих фаз, развитости и состояния поверхности их раздела.

Слой гидратированных противоионов примыкает к твердой фазе пород; он удерживается здесь потенциалопределяющими ионами. Однако тепловое молекулярное движение в жидкой фазе размывает этот слой, поэтому он имеет неподвижную и диффузную части. Неподвижная или плотная часть слоя противоионов располагается в поровом пространстве и примыкает к твердой фазе, за нею следует диффузная, где плотность ионов убывает по направлению от твердой в глубь жидкой фазы.

Двойной электрический слой адсорбционного вида (см. рис. 11, б) возникает в результате избирательной адсорбции ионов индифферентного электролита на незаряженной поверхности твердой фазы. Индифферентный электролит не имеет общих с твердой фазой ионов. Адсорбируется тот его ион, который имеет большую валентность и меньший гидратный радиус; он ближе подходит к адсорбенту и прочнее удерживается здесь ван-дер-ваальсовыми силами. Последние возникают на поверхности твердой фазы под действием адсорбирующегося иона. Приближаясь к адсорбенту, он поляризует его поверхностные атомы, при этом деформируются их электронные оболочки и атомы превращаются в мгновенные диполи, способные удержи-

вать адсорбирующиеся ионы. Ионы индифферентного электролита поляризуют атомы твердой фазы тем сильнее, чем больше их электрическое поле. В частности, катионы деформируют поверхностные атомы адсорбента тем больше, чем выше их заряд и меньше гидратный радиус. Деформируемость увеличивается с возрастанием размеров атомов и ионов. Анионы больше по размеру, чем катионы, поэтому поляризация их значительнее.

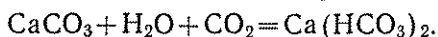
Структура ДЭС адсорбционного вида не отличается от ионного ДЭС, но адсорбированные и противоионы этого слоя находятся в электролите.

Ориентационный вид ДЭС формируется из дипольных молекул воды. Часть из них ориентируется и удерживается в поровом пространстве около положительных и отрицательных нескомпенсированных или ван-дер-ваальсовых зарядов на поверхности твердой фазы пород, образуя слой прочносвязанной воды. Поле этого слоя и остаточные электростатические силы ориентируют дополнительные количества воды, которые создают рыхлосвязанный ее слой. К рыхлосвязанной воде относят также воду, ориентированную у ионов диффузной части ДЭС. Эти оба слоя образуют двойной электрический слой ориентационного вида — связанную воду (см. рис. 11, в).

На поверхности твердой фазы возникают и два других вида ДЭС, так как поровые воды обычно содержат не только электролит с общим для обеих фаз ионом, но и в значительной концентрации индифферентный электролит. В зависимости от свойств твердой фазы и электролита преимущественное развитие получает какой-то один или два вида ДЭС.

Двойной электрический слой, включающий все три вида ДЭС, возникает, вероятно, в поровом пространстве кальцита и чистых (не содержащих глинистых частиц) известняков, насыщенных хлоридными, преимущественно натриевыми, водами состава $(\text{Cl } 81\text{SO}_4 17) / [(\text{Na} + \text{K}) 83 \text{Ca } 10 \text{Mg } 6]$ (по формуле Курлова) и минерализации 10 г/л.

В этом случае ионный вид слоя образуется за счет CaSO_4 и $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. Первый входит в состав названных вод, а второй образуется при растворении CaCO_3 в воде, содержащей CO_2 , которое протекает согласно следующей реакции:

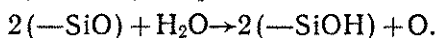


В воде CaSO_4 и $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ распадаются на гидратированные ионы Ca^{2+} , SO_4^{2-} , HCO_3^- . Кальций дегидратируется, извлекается из жидкого компонента породы твердой фазой для построения ее кристаллической решетки и располагается там диффузно (с плотностью, убывающей в глубь твердой фазы) у самой границы с жидкой фазой, а ионы SO_4^{2-} , HCO_3^- образуют слой противоионов с плотной и диффузной частями; в последней противоионы размещаются также диффузно (с плотностью, убывающей по направлению к свободному раствору). Свободный раствор — это жидкость в центральных участках пор.

Электрические силы поверхности твердой фазы на него практически не действуют. Таким образом, твердая фаза заряжается положительно, а электролит отрицательно.

Концентрация NaCl , KCl , MgSO_4 и H_2O в растворе порового электролита значительно больше, чем концентрация CaSO_4 и $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ (особенно последнего из-за слабой растворимости CaCO_3 в присутствии CO_2), поэтому согласно закону действия масс и влиянию индуцированных ван-дер-ваальсовых сил у поверхности твердого компонента образуются и два других вида ДЭС. Причем в слое адсорбционного вида оказываются ионы Cl^- и SO_4^{2-} . В растворе, содержащем ион HCO_3^- , известняк адсорбирует его и получает отрицательный заряд.

Таков же, вероятно, и механизм образования трех видов двойного электрического слоя у чистых (не содержащих глинистого, карбонатного и железистого цемента) песчанников, насыщенных хлоридными, преимущественно натриевыми, водами с химическим составом $\text{Cl } 98/\text{Na } 99$ (по формуле Курлова) и минерализацией $330 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ (330 г/л). В результате взаимодействия кварца с водой на его поверхности возникают силанольные группы ($-\text{SiOH}$) по реакции



Это поверхностное соединение (поликремнекислота) способно к частичной диссоциации в воде по кислотному типу [44]: $-\text{SiOH} \rightarrow \text{SiO}^- + \text{H}^+$. Ионы H^+ (фактически H_3O^+) переходят в поровый электролит и образуют здесь слой противоионов, который удерживается у твердой фазы за счет электростатического взаимодействия с ионами ($-\text{SiO}^-$) на поверхности кварца. Потенциалопределяющими являются H^+ и OH^- электролита, которые обуславливают степень диссоциации групп ($-\text{SiOH}$). Ионы OH^- усиливают, а H^+ подавляют диссоциацию. Следовательно, с ростом pH отрицательный заряд поверхности и дзета-потенциал (см. ниже) увеличиваются.

Адсорбционный вид слоя образуется из NaCl , а ориентационный — из диполей воды. У твердой фазы располагаются ион Cl^- и молекулы прочносвязанной воды, а в слое противоионов — ион Na . Диполи воды, окружающие Na , а также ориентированные слоем прочносвязанной воды и остаточными ван-дер-ваальсовыми силами, формируют слой рыхлосвязанной воды.

Аналогичен механизм образования ДЭС в глинах. На поверхности глинистых частиц расположены преимущественно отрицательные ионы, возникшие из-за диссоциации алюмосиликатного компонента пород, они притягивают из раствора положительные ионы; образуется плотная и диффузная части ДЭС (рис. 12). Адсорбированные ионы ориентируют находящиеся в непосредственной близости к ним диполи воды.

В последнее время широкое распространение получила гипотеза о том, что ДЭС многих минералов возникают в связи с изоморфным замещением одних атомов (или ионов) в узлах их

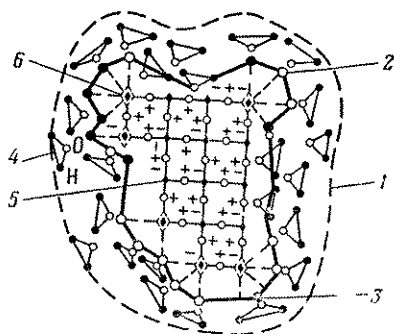


Рис. 12. Строение двойного электрического слоя около глинистой частицы (по Паули и Валько).

1 — граница частицы с ДЭС; 2, 3 — обменные соответственно одновалентные (Na^+ , K^+ и др.) и двухвалентные (Ca^{2+} , Mg^{2+} и др.) катионы, 4 — молекулы воды; 5 и 6 — анионы кристаллической решетки с насыщенными и ненасыщенными связями

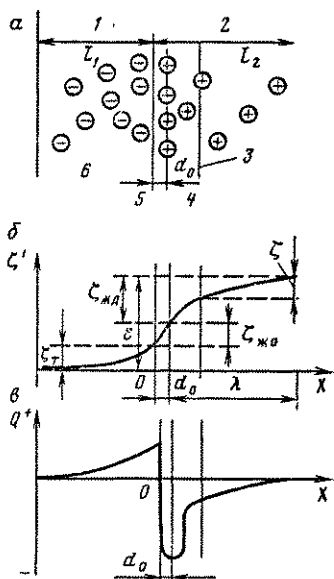


Рис. 13. Строение двойного электрического слоя (а), распределение потенциала ζ' (б) и заряда Q (в) на границе раздела твердой фазы и электролита (по В. А. Мямлину и Ю. В. Плескову).

1 — твердое тело, 2 — электролит; 3 — плоскость скольжения жидкости; 4 — слой Гуи; 5 — слой Гельмгольца; 6 — область объемного заряда

кристаллической решетки другими. Например, атом кремния некоторых минералов с алюмосиликатной решеткой (при их образовании) может замещаться на атом алюминия. При этом твердый компонент приобретает электрон и заряжается отрицательно.

Двойной электрический слой имеет разную толщину, неодинаковые падения потенциалов на этой толщине и подвижной части диффузного слоя. Толщина d ДЭС — это расстояние между центрами тяжести зарядов потенциалопределяющего и диффузного слоев. Она складывается из толщин потенциалопределяющего слоя d_n (расстояние от центра тяжести потенциалопределяющего слоя зарядов до межфазной границы), слоя d_0 Гельмгольца (расстояние от твердой фазы до плоскости, проходящей через центры тяжести ближайших к ней противоположных, — плоскость наибольшего приближения толщиной (рис. 13, а) несколько десятых нанометра в зависимости от степени дегидратации ионов) и толщины λ диффузной части ДЭС, равной расстоянию от плоскости наибольшего приближения до центра тяжести противоположных диффузной части ДЭС.

Толщина $d \approx d_0 + \lambda$ (см. рис. 13, б) может изменяться от нескольких десятых нанометра до нескольких сот микрометров. Чем больше концентрация электролита породы, тем меньше

толщина ДЭС. Двойной электрический слой сжимается в результате уменьшения толщины пленки рыхлосвязанной воды и диффузной части слоя противоионов. При значительной концентрации порового электролита эти слои могут отсутствовать, что объясняется высоким осмотическим давлением молекул и ионов высокоминерализованного электролита, при котором тепловое молекулярное движение не способно отрывать ионы и диполи воды от поверхности раздела фаз и распределять их диффузно в электролите.

Падение потенциала на толщине двойного электрического слоя (гальванопотенциал) названо потенциалом $\mathcal{E}$ Нернста. Измерить его нельзя, так как электрические заряды, распределением которых у фазовой поверхности раздела определяется потенциал $\mathcal{E}$, дискретны и связаны с веществом породы. При переходе заряженной частицы из твердой в жидкую фазу и наоборот совершается не только электрическая работа, но и работа, определяющаяся разностью химических потенциалов в двух фазах. Потенциал Нернста составляется из скачков потенциала ζ_r на потенциалопределяющем слое в твердой фазе $\zeta_{ж0}$ и $\zeta_{жд}$ соответственно на плотной и диффузной частях слоя противоионов в жидкой фазе. Следовательно, $\mathcal{E} = \zeta_r + \zeta_{ж0} + \zeta_{жд}$.

Скачок потенциала $\zeta_{жд}$ делится на его скачки на гидродинамически подвижной (дзета- или электрокинетический потенциал ζ) и неподвижной ($\zeta_{жд} - \zeta$) частях диффузного слоя (см. рис. 13, б).

Рассмотрим дзета-потенциал, представляющий собой разность потенциалов между точками на внешней границе неподвижной части слоя противоионов и в электролите непосредственно за пределами ДЭС на его части, перемещающейся вместе со свободным раствором относительно твердой фазы, под воздействием электрического поля (или приложенного давления).

Значения этого потенциала можно измерить, так как обе его границы находятся в жидкой фазе; он определяется по скорости электрофореза или электроосмоса. Дзета-потенциал обусловлен числом зарядов у межфазной границы и их распределением в ДЭС. Значения дзета-потенциала горных пород изменяются от -35 до 35 мВ.

В двойном электрическом слое свойства воды и ионов отличны от тех же свойств в свободном растворе. Прочносвязанная вода плотнее свободной (плотность ее δ_v от $1,2$ до 2 г/см³), обладает большей вязкостью, прочностью на сдвиг, упругостью и меньшей электропроводностью, чем дистиллированная вода. Связанная вода замерзает в разных породах при неодинаковой температуре: в каолините — при $t = -20^\circ\text{C}$, в монтмориллоните — 193°C . Причем температура замерзания определяется удельной поверхностью и размером пор. В ультрамикроскопических порах она замерзает труднее. Количество замерзшей воды зависит и от состава обменных ионов. При $t = 6^\circ\text{C}$ количество незамерзшей воды в Na-х, K-х и Mg-х глинах было примерно

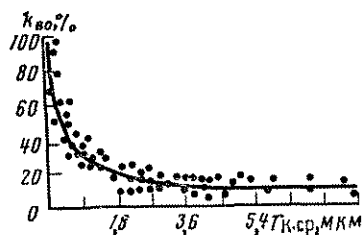


Рис. 14. Зависимость коэффициента $k_{во}$ остаточного водонасыщения от среднего радиуса $r_{к.ср}$ капилляров фораминиферо-водорослевых известняков для группы различных месторождений Пермской области (по Б. И. Тульбовичу)

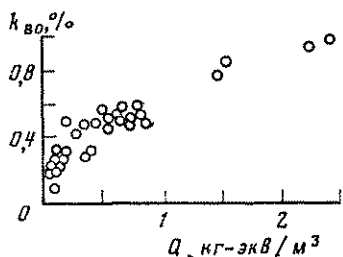
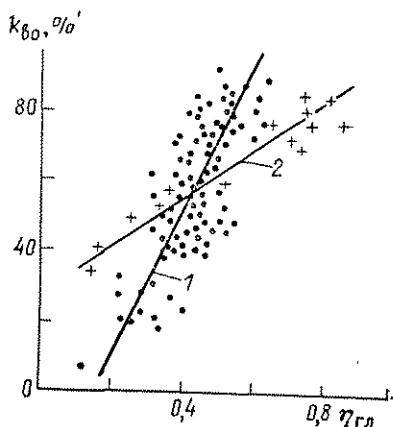


Рис. 15. Зависимость коэффициента $k_{во}$ остаточного водонасыщения от емкости Q обмена песчано-глинистых пород отложений мела Ейско-Березанского региона Краснодарского края (по Л. К. Танкаевой)

Рис. 16. Зависимость коэффициента $k_{во}$ остаточного водонасыщения от относительной глинистости $\eta_{гл}$ продуктивных песчано-глинистых пластов месторождений Западной Сибири (1) [по Е. И. Леонтьеву] ($k_{пр} > 1$ фм²) и карбонатных отложений триаса районов Бели Извор и Главаци (2) [по И. Б. Николаевой]



одинаково, а в Са-х глинах меньше. При образовании прочно-связанной воды выделяется значительное количество тепла. Эта вода не растворяет ни солей, ни сахара, на чем основано определение ее объема $V_{аг}$ в породе. Рыхлосвязанная вода ближе по свойствам к свободной, но вязкость первой выше, чем последней, и она может медленно перемещаться от одного участка твердой фазы пород к другому. Температура замерзания этой воды $-1,5^{\circ}\text{C}$, незначительна и способность ее растворять обычно растворимые вещества.

В лаборатории определяют объем всей оставшейся при заданном градиенте давления воды (остаточная вода), не разделяя ее на прочно- и рыхлосвязанную. Эта вода может не содержать всего количества рыхлосвязанной воды. Содержание последней зависит от радиуса пор (рис. 14), емкости обмена (рис. 15), коэффициента пористости и проницаемости (см. рис. 20, 55), а также от коэффициента глинистости (рис. 16).

Противоионы обмениваются на ионы большей валентности и меньшего гидратного радиуса согласно ряду $\text{Fe}^{3+} > \text{Al}^{3+} > \text{Ba}^{2+} >$

$>Ca^{2+} > Mn^{2+} > Mg^{2+} > K^{+} > Na^{+} > Li^{+}$. Энергия обмена водорода выше энергии обмена одновалентных и двухвалентных ионов. Обмен облегчается с ростом концентрации поступающего в породу электролита. Обменная способность пород характеризуется емкостями обмена: массовой $Q_{0,1 м}$, объемной Q_V и приведенной q_V . Массовая емкость обмена $Q_{0,1 м}$ — это число миллиграмм-эквивалентов обменных ионов на 0,1 кг сухой породы, она изменяется в пределах $<10—>1500$ мг-экв/кг. Объемная емкость — это число миллиграмм-эквивалентов обменных ионов на 1 м³ породы:

$$Q_V = \frac{Q_{0,1 м}}{0,1} (1 - k_n) \delta_r = \frac{Q_{0,1 м}}{0,1} \delta_c.$$

где δ_c и δ_r — плотности соответственно сухой породы и ее твердого компонента, кг/м³; k_n — коэффициент пористости.

Приведенная емкость обмена

$$q_V = Q_V / k_n.$$

Она изменяется для песчано-алевритово-глинистых пород в пределах $(2—140) \cdot 10^6$ мг-экв/м³.

Наибольшая емкость обмена обычна для природных адсорбентов: глин, трепелов, диатомитов, опок, пепловых туфов и др. Различие в емкости обмена определяется минеральным составом, структурой глинистых и других минералов пород, степенью ее совершенства, изоморфными замещениями, а также степенью дисперсности. Главнейшими обменивающимися катионами в глинах являются Ca^{2+} , Mg^{2+} , H^{+} , Na^{+} , K^{+1} , они расположены в порядке их обмена друг на друга. Среди анионов важнейшие — это PO_4^{3-} , SO_4^{2-} , Cl^{-} , NO_3^{-} (анионный обмен изучен плохо).

В обменном комплексе глин преобладает либо Na, либо Ca. Если преобладает Na — глины разбухают, если Ca — не разбухают. Разбухание Na монтмориллонитовых глин может происходить до отношения первоначального объема к увеличенному как 1 : 8.

Емкость обмена песчано-алевритово-глинистых пород возрастает с их массовой $k_{гд м}$ или относительной ($k_{гд м}/k_n$) глинистостью (рис. 17, а, б), зависит от минерального состава и диаметра зерен (рис. 18). При $d_s = \text{const}$ она минимальна у пород с каолинитовым цементом и максимальна при цементе монтмориллонитовом.

Противоионы диффузной части ДЭС на расстояниях от твердой фазы, больших толщины двух-трех молекул воды, подвижны. Они перемещаются в породе вместе с водой под действием тангенциального поля E (в В/см) или градиента давления. Линейная скорость (в см/с) их передвижения

$$u_0 = \varepsilon \zeta E / 4\pi\eta,$$

¹ Калий обменивается на Na^{+} , Na^{+} на H^{+} и т. д.

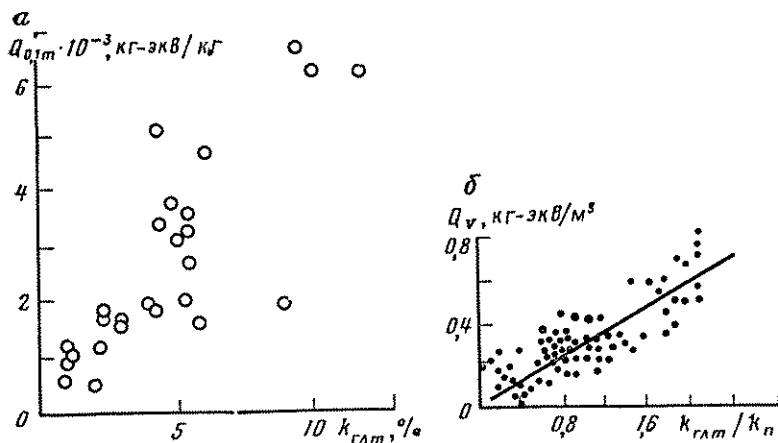
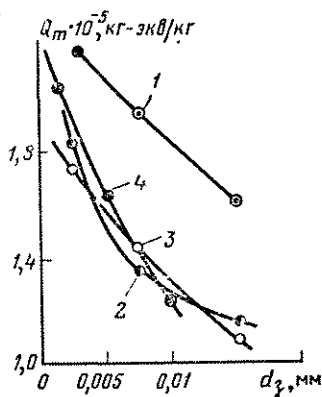


Рис. 17. Зависимости емкостей Q обмена от массовой $k_{г\lambda m}$ и приведенной $k_{г\lambda m}/k_n$ глинистости.

a — для карбонатных пород (зоцен) из скв. 4 площади деревни Чистенькой Крымской области (по А. А. Веденину); b — для отложений картамышской и араукаритовой свит Днепровско-Донецкой впадины (по М. М. Элланскому)

Рис. 18. Зависимость емкости обмена Q_m от диаметра d_z зерен глинистой фракции (по В. Л. Комарову).

Цемент: 1 — гидрослюдисто-каолининовый; 2 — каолининовый; 3 — смешанно-слоистый гидрослюдисто-монтмориллонитовый, каолининовый; 4 — аргиллит тульского горизонта (Туймазинское нефтяное месторождение); величина Q_m — число килограмм-эквивалентов на 1 кг сухой породы



где η — вязкость раствора; ϵ — диэлектрическая проницаемость; ζ — дзета-потенциал.

Однако скорость передвижения (или подвижность) ионов в ДЭС значительно меньше, чем та же за его пределами, в свободном растворе. При движении иона в двойном слое пород на него действуют силы: внешнего электрического поля, обусловленная трением в связанной воде, определяющиеся электростатическим взаимодействием между подвижными ионами (силы релаксационного эффекта и электрофоретическая), обусловленная ионным электростатическим полем твердой фазы. Все они, за исключением силы поля E , тормозят движение иона. Существуют ряд теорий и соответствующих формул [4], определяющих подвижность катиона при его удалении от твердой фазы до максимального значения за пределами ДЭС.

Двойной электрический слой, в частности слой связанной воды, только у глин, трепелов, диатомитов, пепловых, туфов, цеолитов и т. д. и пород с большим содержанием адсорбентов (сильно глинистые песчаные, известковые и магнезиальные по-

роды) занимает значительную долю порового пространства. В таких породах преобладают мезопоры и значительна удельная поверхность $(10-100) \cdot 10^3 \text{ м}^2/\text{кг}$. У других пород доля порового объема, приходящаяся на ДЭС, невелика. Поровый объем, представленный в основном сверхкапиллярными и капиллярными порами, заполнен почти нацело свободной водой. Она изменяется по составу и минерализации для разнотипных и разновозрастных пород, залегающих на различной глубине.

Свободная вода вместе со связанной или практически нацело связанная вода находится в резервуарах подземных вод, представляющих обособленное геологическое тело, содержащее воду (например, пласт).

Гидрогеологическими резервуарами более высокого порядка являются артезианские бассейны. Здесь мощная толща осадочных пород сложена чередующимися коллекторами и водоупорами.

В фундаменте содержатся резервуары трещинной и жильно-трещинной структуры. К сложным резервуарам фундамента относятся гидрогеологические массивы — выходы на поверхность или горные поднятия обычно кристаллических пород, в которых обнаруживаются водоносные «зоны» трещиноватости и трещин. Есть и другие резервуары подземных вод [37].

В пределах континентальных платформ преобладают крупные артезианские бассейны и меньше гидрогеологических массивов, в складчатых регионах наблюдается обратная картина.

В бассейнах пластовых вод сверху вниз изменяются ионно-солевой состав и минерализация подземных вод. Здесь выделяются гидрохимические зоны: *А* — пресных вод с минерализацией до 1 г/кг (1 г/л), имеющая подзоны весьма пресных, нормально пресных и жестких пресных вод; *Б* — соленых вод с минерализацией от 1 до 35 г/кг (36 г/л), которая делится на подзоны солоноватых, слабосоленых и сильно соленых вод; *В* — рассолов с минерализацией от >35 (36 г/л) до >420 г/кг (>500 г/л), содержащая подзоны весьма слабых, слабых, крепких, весьма крепких и предельно насыщенных рассолов.

Гидрохимические зоны и подзоны в вертикальном разрезе бассейнов пластовых вод располагаются в разной последовательности. То или иное их сочетание, отражающее гидрохимический разрез на всю мощность осадочного чехла бассейнов, называется гидрохимическим поясом.

Пояса могут быть однозональными (*А*), двухзональными (*АБ*) и трехзональными (*АБВ*). Однозональный пояс, как правило, окружает крайевые части артезианских бассейнов, двухзональный находится во внутреннем поле, а в центральной части обнаруживаются все три зоны. Мощность зон различных вод изменяется в разных и широких пределах. Минерализация подземных вод нередко хорошо соответствует их ионно-солевому составу. Пресные воды обычно являются гидрокарбонатными, соленые — сульфатными, а рассолы — хлоридными.

К нормальному гидрохимическому разрезу относят [37] таковой, у которого сверху вниз возрастает минерализация и имеется следующая тенденция в изменении ионно-солевого состава: $\text{HCO}_3^- (\text{Ca}^{2+}, \text{Na}^+) \rightarrow \text{SO}_4^{2-} (\text{Ca}^{2+}, \text{Na}^+) \rightarrow \text{Cl}^- (\text{Na}^+, \text{Ca}^{2+})$ или зон $A \rightarrow B \rightarrow B$. Нередко наблюдается и иная последовательность в распределении гидрохимических зон, называемая гидрохимической инверсией. Уменьшение минерализации вод с глубиной встречено в молодых артезианских бассейнах Закавказья, Предкавказья, Средней Азии и на некоторых месторождениях Западной Сибири.

Полную влагоемкость породы имеют ниже уровня грунтовых вод. Выше этого уровня обычно находится зона неполного насыщения пород водой, разделяющаяся на подзоны капиллярной, подвешенной, максимально гигроскопической и гигроскопической влагоемкости. Зона неполного насыщения пород водой может отсутствовать в районах с влажным климатом, где уровень грунтовых вод в толщах глинистых пород часто совпадает с земной поверхностью. Ширина этой зоны в других районах непостоянна, так как положение уровня грунтовых вод колеблется в зависимости от климатических условий и свойств пород.

§ 5. КАПИЛЛЯРНАЯ, ПОДВЕШЕННАЯ, МАКСИМАЛЬНАЯ ГИГРОСКОПИЧЕСКАЯ И ГИГРОСКОПИЧЕСКАЯ ВЛАГОЕМКОСТИ

Капиллярная влагоемкость

Капиллярная влагоемкость — свойство пород удерживать разный объем $V_{\text{вк}}$ воды связанной и капиллярно-подпертой на определенный объем V_c сухой породы. Капиллярно-подпертой называют воду, находящуюся в капиллярных порах, сообщающихся с уровнем грунтовых вод. Рассматриваемая влагоемкость наблюдается непосредственно над уровнем грунтовых вод. В непосредственной близости к уровню грунтовых вод все поры пород, кроме сверхкапиллярных, заполнены связанной и свободной капиллярно-подпертой водой. По мере удаления от него число капиллярных пор, где находится свободная вода, будет уменьшаться; нацело заполненными водой окажутся все более тонкие поры, где капиллярный подъем воды выше. Так будет продолжаться до подзоны подвешенной влагоемкости. Следовательно, капиллярная влагоемкость — величина переменная.

Высота капиллярной подзоны у крупно- и среднезернистых песчаных пород достигает 0,3—0,6 м; у менее отсортированных их разновидностей с преобладанием алевритовой фракции 1 м и у сильно глинистых пород до 2—3 м.

Подвешенная влагоемкость

Подвешенная влагоемкость — свойство пород удерживать различный объем связанной $V_{\text{в.св}}$ или капиллярноподвешенной $V_{\text{в.под}}$ воды на определенный объем V_c сухой породы.

При подвешенной влагоемкости в поровом пространстве крупнозернистых пород находится объем $V_{в. св.}$, представляющий собой сумму объемов $V_{в. прсв}$ и $V_{в. рсв}$ соответственно прочно- и рыхлосвязанной воды, оставшийся поровый объем приходится на воздух.

Породы среднезернистые с диаметром частиц от 0,01—0,05 до 1 мм (например, пески и песчаники) при уменьшающемся диаметре капилляров временами содержат, кроме связанной капиллярно, подвешенную воду, удерживаемую разностью менисковых давлений. Эта вода не сообщается с уровнем грунтовых и капиллярно-подпертых вод; она полностью насыщает поры на некотором расстоянии от верхнего уровня капиллярной зоны. Однако при известных условиях капиллярно-подвешенная вода стекает вниз, тогда и в таких породах находится только связанная вода.

У тонкозернистых пород просвет пор настолько мал, что они оказываются заполненными лишь сорбционно-связанной (в этом случае являющейся также и подвешенной) водой.

Подвешенная влагоемкость обнаруживается в толщах обломочных пород на меньшей глубине, чем капиллярная, где процесс испарения влаги интенсивнее процесса ее капиллярного подъема и в порах этих толщ меньше воды и больше воздуха, чем в подзоне капиллярной влагоемкости.

Максимальная гигроскопическая влагоемкость

В подзоне максимальной гигроскопической влагоемкости тех же отложений, следующей за подзоной подвешенной влагоемкости, еще меньше воды и больше влажного воздуха, вода находится совсем близко от земной поверхности, и процессы ее испарения в атмосферу здесь еще интенсивнее.

Максимальная гигроскопическая влагоемкость наблюдается при относительной влажности воздуха в порах пород не ниже 94%. При этом около твердой фазы удерживается максимальный объем $V_{в. прсв}$ прочносвязанной воды и объем $V_{в. угл. пор}$ воды углов пор (стыковая вода), т. е. $V_{в. мг} = V_{в. прсв} + V_{в. угл. пор}$.

Механизм образования воды углов пор представляется следующим. Если поровый объем сухой породы заполнить воздухом с относительной влажностью, большей 80% и не превышающей 94%, то поверх прочносвязанной, ранее всего осаждающейся воды нарастает слой рыхлосвязанной воды. Однако на плоских поверхностях пор он не удерживается и менисковыми силами стягивается в углы пор. Упругость пара над вогнутыми менисками в углах пор меньше, чем над относительно плоскими поверхностями зерен (или пор). Это приводит к более интенсивной конденсации паров воды и к дополнительному накапливанию ее в местах стыка частиц. Последний процесс называется капиллярной конденсацией, которая особенно значительна у пород с размерами пор меньше 0,0002 мм, где мениски имеют большую кривизну.

Вода углов пор относится к разряду рыхлосвязанной. Она подвижна только в пределах манжет, не передает гидростатического давления, и ее молекулы могут ориентироваться вокруг ионов растворителя. По сравнению со свободной и рыхлосвязанной водой воды прочносвязанная и в углах пор удерживаются прочнее, поэтому и при высыхании пород они удаляются последними.

Таким образом, максимальная гигроскопическая влагоемкость — это свойство пород поглощать из воздуха при его относительной влажности $>94\%$ и удерживать различный объем $V_{в. прсв}$ прочносвязанной и стыковой воды на определенный объем V_c сухой породы.

Гигроскопическая влагоемкость

Гигроскопическая влагоемкость наблюдается в дневное время у иссушенных солнцем пород верхней части зон аэрации пустынь и полупустынь; при этом содержание воды в порах может быть даже меньше, чем необходимо для создания максимального количества прочносвязанной воды, образующегося при относительной влажности воздуха около 55% и соответствующего максимальной адсорбционной влагоемкости пород.

Отсюда следует, что максимальная адсорбционная влагоемкость представляет собой свойство пород поглощать и удерживать разный объем $V_{в. прсв}$ (или массу $m_{в. прсв}$) воды прочносвязанной на определенный объем V_c (или массу m_c) сухой породы.

Глава VI

ПОРИСТОСТЬ ЭФФЕКТИВНАЯ И ДИНАМИЧЕСКАЯ. КОЭФФИЦИЕНТЫ ПОРИСТОСТИ И ВЛАГОЕМКОСТИ

§ 6. ПОРИСТОСТЬ ЭФФЕКТИВНАЯ И ДИНАМИЧЕСКАЯ

Пористость эффективная — это тот максимальный объем $V_{\text{пор.эф}}$ пор водоносных, нефте- или газоносных пластов-коллекторов, в которых может находиться свободная вода, нефть, газ:

$$V_{\text{пор.эф}} = V_{\text{пор.о}} - V_{\text{в.прсв}} - \frac{1}{n} V_{\text{в.прсв}} = V_{\text{пор.о}} - V_{\text{во}},$$

где $n=1$ для водонасыщенных пластов и больше 1 для нефте- и газоносных; $V_{\text{во}}$ — объем остаточной воды.

Эта пористость определяет геологические запасы углеводородов. В этом случае предполагается, что нефть или газ, скапливаясь в коллекторе, могут вытеснить $1/n$ долю рыхлосвязанной воды.

Объем $V_{\text{во}}$ для водонасыщенных коллекторов можно, например, оценить по кривым капиллярного давления (рис. 19), полученным по методу вытеснения из образца породы смачивающей ее воды [5]:

$$V_{\text{во}} = k_{\text{во}} V_{\text{пор.о}},$$

где $k_{\text{во}} = V_{\text{во}}/V_{\text{пор.о}}$ — коэффициент насыщения породы остаточной водой, $V_{\text{во}}$ которой практически не снижается в условиях опыта (см. рис. 19); $V_{\text{пор.о}} = V_{\text{с}} k_{\text{п.о}}$ и оценивается по значениям объема $V_{\text{с}}$ сухой породы и коэффициента $k_{\text{п.о}}$ открытой пористости (обе эти величины определяются из отдельного опыта).

Объем остаточной воды можно получить и методом центрифугирования [5]. Доля рыхлосвязанной воды, вытесняемой из коллекторов при образовании предельно насыщенных нефтяных или газовых залежей, определяется свойствами нефти, газа, природных вод и структурой коллектора.

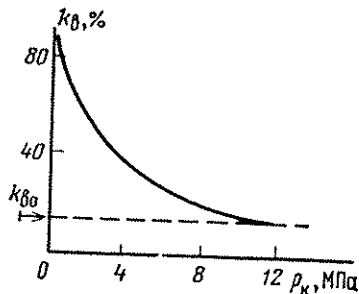


Рис. 19. Зависимость коэффициента $k_{\text{в}} = V_{\text{в}}/V_{\text{пор}}$ водонасыщения от капиллярного давления $p_{\text{к}}$ для песчано-глинистой породы.

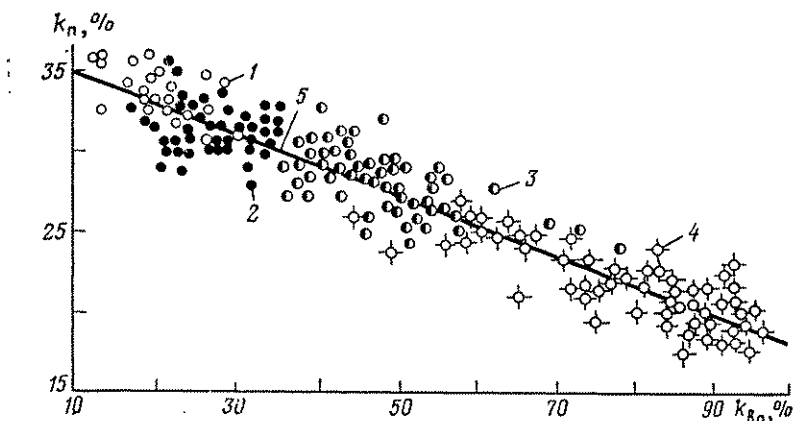


Рис. 20. Зависимость коэффициента k_n пористости от коэффициента $k_{во}$ остаточного водонасыщения полимиктовых песчано-глинистых пород пласта ПК месторождения Русское (Западная Сибирь) [по Е. И. Леонтьеву].

$k_{пр}$ (в фм²): 1 — >500 , 2 — 100—500, 3 — 10—100, 4 — <10 , 5 — линия регрессии

Коэффициент $k_{во}$, а следовательно, и $V_{во}$ возрастает, например, с уменьшением диаметра пор (см. рис. 14), с увеличением относительной глинистости (см. рис. 16), удельной поверхности (см. рис. 10), емкости обмена (см. рис. 15) образцов песчано-глинистых и карбонатных пород. Он также повышается с уменьшением коэффициента пористости карбонатных пород (рис. 20). Однако характер возрастания неодинаков для коллекторов различной структуры.

Пористость динамическая — это тот объем $V_{пор.д}$ пор, который занимает в поровом пространстве коллекторов или образцов пород фильтрующаяся под определенным градиентом (grad) давления p_l однородная или неоднородная жидкость. Эта пористость у водонасыщенных пород обычно определяется по разности между объемом $V_{пор.о}$ открытых пор и объемом $V_{во grad p_l}$ остаточной воды, присутствующей в порах породы при фильтрации через нее жидкости под градиентом давления grad p_l :

$$\begin{aligned} V_{пор.д grad p_l} &= V_{пор.о} - V_{во grad p_l} = \\ &= V_{пор.о} - V_{в.прсв} - \frac{1}{n} V_{в.прсв grad p_l} - \frac{1}{m} V_{в.своб grad p_l} \end{aligned}$$

где $1/n$ и $1/m$ — доли рыхлосвязанной и свободной воды, не фильтрующиеся через поровое пространство, при градиенте давления grad p_l .

При большом градиенте давления $n > 1$, $m \gg 1$, а при малом $n = 1$, $m > 1$. $V_{пор.д grad p_l}$ может быть равным $V_{пор.эф}$ и меньшим его. $V_{пор.д grad p_l} = V_{пор.эф}$, если в опытах по определению этих

величин применены одинаковые максимальные градиенты давления. $V_{\text{пор. д grad } p_i} < V_{\text{пор. эф}}$, когда градиенты давления, приложенные к образцу, меньше, чем те, которые устанавливались в опытах по определению $V_{\text{пор. эф}}$. В этом случае из порового пространства породы не вытесняются не только рыхлосвязанная вода (какая-то доля ее), но и часть воды свободной, причем тем большая, чем меньше градиент давления. В случае нефтенасыщенной породы

$$\begin{aligned} V_{\text{пор. д grad } p_i} &= V_{\text{пор. о}} - V_{\text{во grad } p_i} - V_{\text{но grad } p_i} = \\ &= V_{\text{пор. о}} - V_{\text{в. прсв}} - \frac{1}{n} V_{\text{в. прсв grad } p_i} - \frac{1}{m} V_{\text{в. свб grad } p_i} - \\ &\quad - \frac{1}{p} V_{\text{н. свб grad } p_i} - \frac{1}{q} V_{\text{н. свб grad } p_i}, \end{aligned}$$

где $V_{\text{но grad } p_i}$ — объем всей остаточной нефти при градиенте давления p_i ; $V_{\text{н. свб grad } p_i}$ и $V_{\text{н. св grad } p_i}$ — объемы соответственно нефти свободной и связанной при градиенте давления p_i .

При значительных градиентах давления в этом уравнении $m \gg 1$, $q \gg 1$, $n > 1$ и $p > 1$, и оно приводится к виду:

$$V_{\text{пор. д grad } p_i} = V_{\text{пор. о}} - V_{\text{в. прсв}} - \frac{1}{n} V_{\text{в. прсв grad } p_i} - \frac{1}{p} V_{\text{н. св grad } p_i}.$$

При малых $\text{grad } p_i$ в рассматриваемом уравнении $n=1$, а m и $q \gg 1$. Таким образом, для нефтенасыщенных пород: $V_{\text{пор. о}} > V_{\text{пор. эф}} > V_{\text{пор. д grad } p_i}$. Объем $V_{\text{пор. д grad } p_i}$ определяет количество извлекаемой нефти (или газа). При определении $V_{\text{пор. д grad } p_i}$ обычно прежде всего оценивается градиент давления, при котором фильтруется в скважину однородная или неоднородная жидкость, установленное его значение используется в опытах по определению динамической пористости.

§ 7. КОЭФФИЦИЕНТЫ ПОРИСТОСТИ И ВЛАГОЕМКОСТИ

Свойство пород иметь неодинаковый объем различных видов пор или влаги на определенный объем сухой породы характеризуется рядом величин, которые называются коэффициентами пористости или влагоемкости. Они являются коэффициентами пропорциональности в следующих соотношениях:

$$\begin{aligned} V_{\text{пор}} &= k_{\text{п}} V_{\text{с}}; & V_{\text{в}} &= \omega_{\text{п}} V_{\text{с}}; \\ V_{\text{пор. о}} &= k_{\text{п. о}} V_{\text{с}}; & V_{\text{в. н}} &= \omega_{\text{н}} V_{\text{с}}; \\ V_{\text{пор. з}} &= k_{\text{п. з}} V_{\text{с}}; & V_{\text{в. под}} &= \omega_{\text{под}} V_{\text{с}}; \\ V_{\text{пор. эф}} &= k_{\text{п. эф}} V_{\text{с}}; & V_{\text{в. мг}} &= \omega_{\text{мг}} V_{\text{с}}; \\ V_{\text{пор. д}} &= k_{\text{п. д}} V_{\text{с}}; & V_{\text{вг}} &= \omega_{\text{г}} V_{\text{с}}. \end{aligned}$$

и соответственно называются коэффициентами $k_{\text{п}}$ общей, $k_{\text{п. о}}$ открытой, $k_{\text{п. з}}$ закрытой, $k_{\text{п. эф}}$ эффективной,

$k_{п.д}$ динамической пористости и коэффициентами $\omega_{п}$ полной, $\omega_{к}$ капиллярной, $\omega_{под}$ подвешенной, $\omega_{мг}$ максимальной гигроскопической и $\omega_{г}$ гигроскопической влагоемкости. Они показывают, что хотя объемы пор и воды при различных пористостях, а также влагоемкостях возрастают с увеличением объема V_c сухой породы, но у неодинаковых пород на этот объем можно получить разные объемы рассматриваемых величин (объемов различных видов пор и воды). Названные коэффициенты являются удельными объемными величинами в отличие от удельных массовых коэффициентов влагоемкости, нередко применяемых в качестве характеристик влагоемкости пород.

Удельные массовые коэффициенты $\omega_{п.м}$, $\omega_{к.м}$, $\omega_{под.м}$, $\omega_{мг.м}$, $\omega_{г.м}$ влагоемкости — это коэффициенты пропорциональности в уравнениях, связывающих массы воды $m_{в.п}$, $m_{в.к}$, $m_{в.под}$, $m_{в.мг}$, $m_{в.г}$, при различных видах влагоемкости с массой m_c сухой породы. В качестве характеристик пористости применяются приведенные коэффициенты пористости

$$k_{п.прив} = V_{пор}/V_{т},$$

а также относительные

$$k_{п.отн} = V_{пор}/m_c,$$

Все названные величины безразмерны, кроме $k_{п.отн}$, измеряемого в м³/кг (или м³/г). Для нефтенасыщенных пород $k_{п} > k_{п.эф} > k_{п.д}$.

§ 8. КОЭФФИЦИЕНТ ОБЩЕЙ ПОРИСТОСТИ МИНЕРАЛОВ, ПЕРВИЧНЫХ ОСАДКОВ, ОСАДОЧНЫХ ПОРОД, ИХ ИЗМЕНЕННЫХ И МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ РАЗНОСТЕЙ, МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД И РУД

Коэффициент общей пористости минералов изучен слабо и обычно не превышает 1% (табл. 1), изредка его значения достигают 2—3%. Коэффициент $k_{п}$ первичных осадков, вновь образо-

Таблица 1. Коэффициент общей пористости некоторых минералов (по Б. П. Беликову, К. С. Александрову и Т. В. Рыжовой, 1970)

Минерал	$k_{п}$, %	Минерал	$k_{п}$, %
Гранат (гроссуляр)	0,095	Биотит	1,56
Гранат (пироп)	0,232	Флогопит	1,65—3,17
Диопсид (байкалит)	0,152	Микроклин-пертит	0,622
Авгит	2,026	Альбит	0,421
Эгирин	0,575	Олигоклаз	0,31
Диаллаг	1,2	Лабрадор	0,402
Роговая обманка	0,89	Нефелин	0,151
Мусковит	2,14		

Группы пород по коэффициенту k_n пористости	Пределы изменения коэффициента k_n пористости, в %	Характеристика значений коэффициента k_n пористости	Первичные осадки, осадочные и			
			Песчаные	Алевритовые	Глинистые	Кремнистые
			30-70 4-50 0,5-1 >40 1-15 0,2-20	60-70 30-60 <1-50	50-60 4-75 1-30 1-25 0,5-6 0,4 0,9-1,1 0,4-2,6	30-80 28-66 25-66 1-17 1-6
			Песчаные илы Пески Песчанки Песчаные сланцы Кварциты и железистые кварциты	Алевритовые илы Лессы Алевриты	Глинистые илы Глины Аргиллиты Глинистые сланцы Филлиты Кровельные сланцы Астлевые сланцы Парагнейсы	Диатомиты Трилемиты Опоки Спонголиты Кремни
I	80-100	Чрезвычайно высокие				
II	60-80	Очень высокие				
III	40-60	Высокие				
IV	30-40	Повышенные				
V	20-30	Средние				
VI	15-20					
VII	10-15	Пониженные				
VIII	5-10	Низкие				
IX	2-5	Очень низкие				
X	0-2	Чрезвычайно низкие				

Рис. 21. Значения коэффициента k_n пористости первичных осадков, осадочных

возникшие из них метаморфические породы

Известково-магнезиальные		Мергель	Солёные	Алюминистые	Железистые	Торф и ископаемые угли
Известковые	Доломитовые					
Известковый ил Известняки Известняки биоморфные биогенно-детритовые детритовые шламовые пелитоморфные 0,1-40 микрозернистые тонкозернистые 10-20 среднелзернистые 11-45 оолитовые обломочные 10-55 Мел Известковые туфы Известняки ираморизованные 0,4-6,0 Мрамор 0,1-2,2	Доломиты Доломиты пелитоморфные 1-40 мелкозернистые тонкозернистые обломочные 0,8-30 доломитовая мука ираморизованные 33-55 0,4-2,4	Мергель Мергель доломитовый Парафинолаж магнезиальный 0,1-27	Глисовые породы Ангидритовые породы Каменная соль 0-5	Бокситы остаточные сухаристые рыхлые каменные 0-25	Железистые латериты Маргиты и бурые железняки Сидеритовые породы 1-28	Торф Угли бурые длинноламенные газопые 7-11 жирные 5,4-7

и возникших из них метаморфических пород и руд

Т а б л и ц а 2. Предельные значения величин, характеризующих общую пористость и плотность первичных осадков и сухих пород [7]

Первичный осадок или порода	k_p , %	σ_c , г/см ³
<i>Осадки, образовавшиеся из них осадочные и метаморфические породы, руды</i>		
Песчаный ил	30—70	1,27—1,94
Песок	4—50	1,3—2,3
Песчаник	0,5—40	1,3—3,6
Песчаный сланец	1—15	1,8—2,9
Кварцит и железистый кварцит	0,2—20	2,19—4,4
Алевритовый ил	60—70	—
Лёсс	30—60	1,14—1,93
Лёссовая порода	—	1,13—2,25
Алевролит	1—50	1,51—3,2
Глинистый ил	50—60	0,8—1,8
Глина	4—75	1,2—3,18
Аргиллит	1—30	1,6—3,35
Филлит	0,5—0,6	2,4—2,76
Сланец:		
глинистый	1—25	1,3—3,2
кровельный	0,4	2,79—2,8
аспидный	0,9—1,1	2,77—2,78
сланцевой	—	2,5—2,8
Парагнейс	0,4—2,6	—
Диатомит	30—80	0,4—1,57
Трепел	28—66	0,5—1,94
Опока	25—66	0,27—2,13
Спонголит	1—17	0,18—2,66
Яшма	—	2,32—2,97
Кремень	1—6	2,32—2,80
Известковый ил	65—87	—
Мел	10—55	1,85—2,6
Известняк	0,5—48	1,3—3,5
Известковый туф	20—30	2,3—3,0
Известняк мраморизованный	0,4—6	1,9—3,5
Мрамор	0,1—2,2	2,3—3,0
Доломит	0,1—37	1,9—3,5
Доломитовая мука	33—55	1,48—2,08
Доломит мраморизованный	0,4—2,4	—
Мергель	0,7—48	1,2—3,0
Параамфиболит магнетитовый	0,1—27	2,0—3,1
Гипсовая порода	1—37	2,0—2,98
Ангидритовая порода	0,2—17	2,3—3,0
Каменная соль	0—5	2,1—2,3
Сильвинит	—	1,9—2,95
Карналлитовая порода	—	1,6—2,15
Руды:		
боксит	0—44	1,3—3,4
железистый латерит	39—56	—
мартит и бурый железняк	0,2—28	3,8—4,3

Первичный осадок или порода	k_n , %	δ_c , г/см ²
сидеритовая	1—28	2,45—3,58
железная руда лепто- хлоритовой формации	—	1,6—2,46
марганцевая, оолито- вая, мягкая сажистая	—	—
руда	—	1,8—4,5
апатитовая	—	3,18—5,41
фосфорит	—	2,8—3,0
торф	До 95	0,45—0,80
уголь	1—40	1,1—1,8
бурый уголь	12—40	1,2—1,3
каменный уголь	3—12	1,2—1,35
антрацит	1—2	1,4—1,8
графит	—	2,2—2,8
графитовый гнейс	—	2,1—2,57

*Магматические и образовавшиеся из них метаморфические
породы и руды*

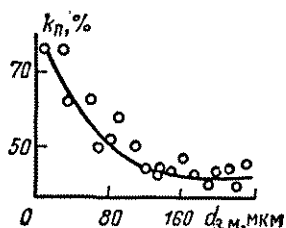
Дунит	0,3—6,7(0,3—2)	2,43—3,6(2,43—3,0)
Перидотит	0,3—10(0,3—2)	2,43—3,3(2,43—3,0)
Пироксенит	0,2—4,5(0,3—2)	2,78—3,6(2,78—3,0)
Серпентинит	0,8—12(—)	1,96—3,6(1,96—2,5)
Габбро	0,2—6,2(0,2—3)	2,5—3,3(2,5—2,7)
Эклогит	0,2—1,5(0,2—1,5)	3,2—3,5(3,2—3,5)
Анортозит	0,3—3,0(0,3—3,0)	2,66—2,9(2,66—2,9)
Лабрадорит	0,4—12(0,4—3,0)	2,24—2,98(2,6—2,98)
Диорит	0,4—5,0(0,4—3,0)	2,47—3,03(2,7—3,03)
Снигит	0,5—9,0(0,4—4)	2,55—3,0(2,55—3,0)
Гранит	0,3—12(0,3—4)	2,2—2,98(2,55—2,68)
Аляскит	0,2—7,4(0,2—4)	2,48—2,8(2,55—2,63)
Снигит нефелиновый	0,6—5,0(0,6—4)	2,55—2,7(2,55—2,61)
Базальт	0,4—40(—)	2,1—3,06(2,1—3,06)
Диабаз	0,2—18(0,2—3)	2,3—3,3(2,7—3,06)
Андезит	0,4—22(—)	2,17—2,72(2,17—2,72)
Порфирит	0,4—18(0,4—6)	2,34—2,94(2,6—2,94)
Трахит	1,2—22(1,2—22)	2,2—2,3(2,2—2,3)
Липарит	4,5—36(4,5—36)	1,9—2,84(1,9—2,84)
Кварцевый порфир	0,5—10(0,5—10)	2,32—2,85(2,5—2,84)
Обсидиан	1—12(1—12)	—(—)
Туфолава	6—60(6—60)	0,4—2,62(0,4—2,62)
Туф:		
вулканический	3—57(3—57)	1,51—2,86(1,51—2,86)
базальтовый	3,9—53(3,9—53)	0,60—2,6(0,60—2,6)
порфировый	—(—)	2,19 ср (2,19 ср)
Туффиты	—(—)	1,51—2,82(1,51—2,82)
Сланец:		
кварцево-хлоритовый	1,5—6,6(1,5—6,6)	—(—)
хлоритовый	0,1—0,8(0,1—0,8)	2,5—2,92(2,5—2,92)
таляковый	—(—)	2,6—2,86(2,6—2,86)
кварцево-серицитовый	—(—)	2,6—2,77(2,6—2,77)
серицитовый	—(—)	2,61—2,72(2,61—2,72)
кристаллический (орто)	—(—)	—(—)
Ортоамфиболит	0,1—27(0,1—6)	2,67—3,27(2,67—2,27)

Первичный осадок или порода	k_n , %	δ_c , г/см ³
Вторичный кварцит	7,5—11(7,5—11,0)	2,3—2,68(2,3—2,68)
Ортогнейс	0,2—14(0,2—6,0)	2,3—3,1(2,3—3,1)
Скарн	0,3—21(0,3—7,0)	2,9—4,0(2,9—4,0)
Роговик	0,2—13(0,2—5,0)	2,55—2,8(2,55—2,8)
Породы рудных формаций и руды:		
магнетитовой скарно-вой	0,3—12(0,3—5)	2,8—4,8(3,1—4,8)
титано-магнетитовой	—(—)	3,1—4,3(3,1—4,3)
магнезиоферритовой	—(—)	3,3—4,0(3,3—4,0)
скарновой		
хромитовой	—(—)	2,76—4,5(3,1—4,8)
сульфидной медно-ни-келевой	—(—)	2,8—4,9(2,8—4,9)
оловянной	—(—)	1,88—4,65(1,88—4,65)
оловоносных пегматитов	—(—)	2,65—2,7(2,65—2,7)
касситерит-кварцевой	—(—)	2,65—3,82(2,65—3,82)
касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной	—(—)	2,32—4,27(2,32—4,27)
оловоносных скарнов	—(—)	2,34—4,27(2,34—4,27)
вольфрамовой	—(—)	2,68—2,99(2,68—2,99)
полиметаллической	0,2—9(0,2—3)	2,7—4,5(2,7—4,5)
медной	0,2—7(0,2—2)	2,67—5,07(2,67—5,07)
руда золота	—(—)	2,4—3,4(2,4—3,4)
цинковой	—(—)	2,5—3,29(2,5—3,29)
свинцовой	—(—)	2,73—4,19(2,79—4,19)
графит магматический		
кристаллический	—(—)	2,35—2,8(2,35—2,8)
актимонитовой	—(—)	2,8—2,96(2,8—2,96)
корундовой	—(—)	3—4(3—4)
барит	—(—)	4—4,5(4—4,5)
флюорит	—(—)	2,9—3,3(2,9—3,3)

Примечание. Для магматических пород приведены пределы изменений k_n и δ_c , возможные, а в скобках — для невыветрелых пород.

вавшихся осадочных пород, их разностей, преобразованных процессами диагенеза, катагенеза и метаморфизма, изменяется от значений, близких к 1, до практически равных 0 (рис. 21, табл. 2). Самые высокие значения коэффициента общей пористости от превышающих 50—80% до больших 30% относятся к песчаным, алевроитовым, глинистым, известковым, диатомитовым, спонгиевым, радиоляриевым, сапропелиевым, железистым, бокситовым и другим илам. Коэффициент общей пористости этих первичных осадков на дне рек, озер, морей и океанов тем выше, чем меньше окатанность, медианный диаметр (рис. 22) и больше отсортированность их зерен, определяющиеся минеральным составом источников сноса и условиями переноса частиц. Точно определить влияние формы обломков на значения коэффициентов пористости осадков трудно, так как они состав-

Рис. 22. Зависимость коэффициента k_n пористости от медианного диаметра $d_{3,м}$ зерен для современных осадков Северного моря (по Фюхтбауэру и Рейнеку)



лены обломками различной формы. При равном размере обломков кварца, ортоклаза, слюды их укладки с остроугольными и пластинчатыми обломками более пористы, чем с зернами окатанными (табл. 3). Угловатость зерен способствует сводообразованию и повышает пористость.

Высокую пористость тонкозернистых глинистых осадков связывают, кроме того, с их особой ячеистой или сотовой структурой [2], а песчаных, алевроитовых, известковых, диатомитовых и других илов не только с угловатой формой частиц, их хорошей отсортированностью, но и с присутствием у поверхности их твердой фазы пленок связанной воды.

При диагенезе илы уплотняются, обезвоживаются, превращаются в породы с пористостью меньшей, чем первоначальная. С погружением пород, ростом давлений и температур наступают процессы раннего (до глубины 2—3 км), а затем позднего катагенеза и метаморфизма. Они неодинаково преобразуют возникшие из илов осадочные породы, в результате чего создается много их типов, объединяемых в группы (семейства), родоначальниками которых являются илы. Названные и другие геологические факторы способствуют дальнейшему уплотнению и обезвоживанию пород, их цементации, частичной перекристаллизации, выщелачиванию из них солей и вещества твердой фазы, изменению минерального и гранулометрического составов пород, что нередко приводит к превращению их в метаморфические разности. Эти процессы способствуют как уменьшению, так

Таблица 3. Зависимость значений коэффициента k_n (в %) общей пористости минералов от окатанности и размера зерен (по В. В. Охотину)

Диаметр фракций, мм	Кварц окатанный		Кварц остроугольный		Ортоклаз остроугольный		Слюда (мусковит)	
	рыхлый	уплотненный	рыхлый	уплотненный	рыхлый	уплотненный	рыхлая	уплотненная
2—1	36,06	33,40	47,63	37,90	47,50	45,46	87,0	80,46
1—0,5	36,30	33,63	47,10	40,61	51,98	46,88	85,18	75,20
0,5—0,25	39,66	33,42	46,98	41,09	54,76	49,18	83,71	72,17
0,25—0,1	44,80	34,35	52,47	44,82	58,46	51,62	82,74	66,30
0,10—0,06	44,53	39,60	54,66	45,31	61,22	52,72	82,98	68,98
0,06—0,01	—	—	55,99	45,68	62,53	—	—	65,33

и увеличению удельной пористости пород. Так, например, глинистые илы ($k_n > 80\%$) являются родоначальниками группы глинистых пород. На глубине 3 м они превращаются в пластичные глины с $k_n = 75\%$; на глубине 5 м их k_n снижается до 73%. К концу диагенеза эти породы переходят в разности глин с $k_n = 45 \div 35\%$, а на последней стадии катагенеза и при метаморфизме их k_n снижается до 1%, и они уже превращаются в аргиллиты и сланцы.

Представление об изменении значений коэффициента пористости обломочных пород в результате перемещения их зерен при уплотнении объясняет теория пористости, достаточно справедливая только для хорошо отсортированных и слабо сцементированных пород. Породой считают систему шаров равного диаметра, структурным элементом которой является ромбоэдр, вырезающий из восьми смежных шаров части, в целом составляющие один шар. Коэффициент пористости ромбоэдра всей укладки шаров можно получить из соотношения

$$k_n = \frac{V_p - V_{ш}}{V_p} = 1 - \frac{\pi}{6(1 - \cos \theta) \sqrt{1 + 2 \cos \theta}},$$

где V_p и $V_{ш}$ — объемы соответственно ромбоэдра и целого шара, составленного из его частей, вырезанных ромбоэдром из укладки шаров; θ — угол ромбоэдра, изменяющийся в пределах 60—90°.

Так как при $\theta = 90^\circ$ ромбоэдр превращается в куб, формула для расчета k_n упрощается:

$$k_n = \frac{d^3 - \pi d^3/6}{d^3} = \frac{6 - \pi}{6} = 0,48, \text{ или } 48\%;$$

при $\theta = 60^\circ$ $k_n = 26\%$. Итак, при перемещении частиц коэффициент пористости может изменяться от 48 до 26%.

Коэффициент общей пористости песчаных и алевроитовых пород варьирует от значений меньших нескольких десятых долей до значений $> 50\%$; глинистых карбонатных и кремнистых групп пород — от значений меньших десятых долей до 50—70%. В таких же широких пределах изменяется k_n углей и торфа. Уже (от нескольких единиц до нескольких десятков процентов) пределы изменения коэффициента пористости соляных пород, а для отдельных типов осадочных пород k_n изменяется еще меньше, но все же иногда в значительных пределах (см. рис. 21, табл. 2).

Значительные изменения коэффициента общей пористости групп и типов пород объясняются первоначальными различиями в минеральном составе, структуре отдельных их разностей, влиянием давления, температуры, времени и других геологических факторов на степень заполнения объема твердой фазой.

Низкие и очень низкие значения k_n обломочных пород (песков, песчаников, алевроитов, алевролитов, обломочных известняков и т. д.) часто связаны с плохой сортировкой обломков (воз-

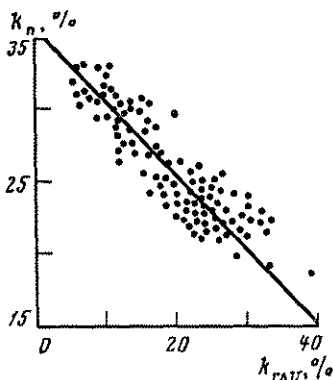


Рис. 23. Зависимость коэффициента k_n пористости от коэффициента $k_{г\lambda v}$ объемной глинистости песчано-глинистых мезозойских отложений Надымской площади пласта ПК Русского месторождения (Западная Сибирь) [по Е. И. Леонтьеву]

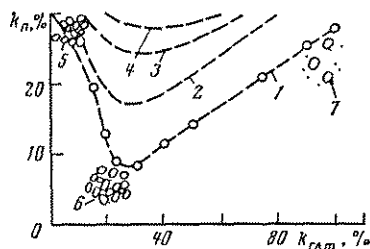


Рис. 24. Зависимости коэффициента k_n пористости от коэффициента $k_{г\lambda m}$ массовой глинистости песчано-алевритово-глинистых пород.

1 — расчетная кривая; экспериментальные кривые (по В. В. Охотину), полученные при добавлении к фракции 16–8 мм фракций (в мм): 2 — 0,1–0,05; 3 — 2–1 и 4 — 4–2; 5–7 — структуры пород соответственно при отсутствии глинистой фракции, заполнении всех пор между песчано-алевритовыми частицами глинистым материалом и значительном преобладании глинистого материала над песчано-алевритовым

никающей первоначально или со временем под давлением вышележащих толщ) и цементацией их порового пространства кремнистым, карбонатным, железистым, глинистым и другими видами цемента. Для песчано-алевритово-глинистых пород, например, установлено снижение значений k_n с уменьшением коэффициента G_f (В) отсортированности зерен и ростом коэффициента $k_{г\lambda v}$ глинистости (рис. 23), суммы коэффициентов $k_{г\lambda m}$ глинистости и $k_{ц m}$ цементации¹, коэффициента $k_{во}$ остаточного водонасыщения (см. рис. 20) и медианного размера зерен.

Коэффициент пористости нецементированных и неуплотненных песчано-глинистых пород уменьшается до заполнения цементирующей (глинистая или глинисто-растворимая) частью всего пространства между более крупными (песчаными и алевритовыми) зернами [рис. 24, левые ветви расчетной² и экспериментальных кривых $k_n = f(k_{г\lambda m})$]. Затем с возрастанием содер-

¹ Коэффициент цементации характеризует удельное массовое содержание в породе не только глинистой фракции, но и других видов цемента (карбонатов, полуторных окислов) и т. д.

² Левый ветви расчетной кривой $k_n = f(k_{г\lambda m})$ соответствует уравнение

$$k_n = \frac{(m_{Ps+Av}/\delta_c Ps+Av) k_{n Ps+Av} + (m_{Pl}/\delta_c Pl) k_{n Pl} - (m_{Pl}/\delta_c Pl)}{m_{Ps+Av}/\delta_c Ps+Av},$$

где m_{Ps+Av} , m_{Pl} — массы песчано-алевритовых и глинистых частиц в 1000 мм³ породы; $\delta_c Ps+Av$, $\delta_c Pl$, $k_{n Ps+Av}$ и $k_{n Pl}$ — плотности и коэффициенты пористости чистых песчано-алевритовой и глинистой пород.

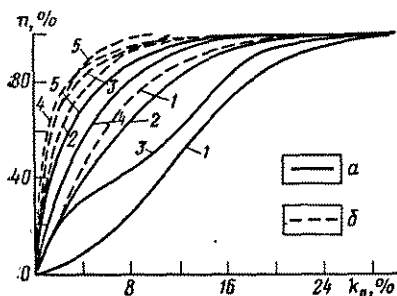


Рис. 25. Кумулятивные кривые распределения значений коэффициента k_n пористости карбонатных пород среднего карбона Пермского Прикамья (по Ш. В. Абашеву и Ю. Н. Решетняковой).

1 — доломиты; 2 — известняковые раковинные песчаники; известняки; 3 — биоморфные и детрито-во-биоморфные; 4 — микрозернистые; 5 — детритовые; площади: а — платформы; б — Предуральского прогиба; n — накопленные частоты значений k_n

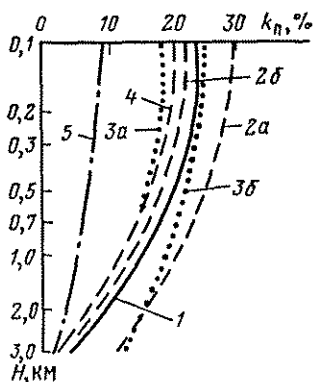


Рис. 26. Зависимости коэффициента k_n пористости от глубины H для отложений среднего и нижнего карбона (по М. Л. Озерской и С. Г. Семеновой).

1 — глина; 2а и 2б — алевролит; 3а и 3б — песчаник; 4 — мергель; 5 — известняк

жания глинистой фракции k_n снова повышается и достигает больших значений, чем у слабо сцементированных пород с преобладающей песчано-алевритовой фракцией [см. рис. 24, правые ветви расчетной и экспериментальной кривых $k_n = f(k_{г\lambda m})^1$]. Как видно из рис. 23 и 24, глинистая часть до определенного ее содержания резко уменьшает коэффициент пористости пород. Цементация пород глинисто-растворимой частью приводит к еще более резкому снижению k_n . Пределы изменения и распределение значений k_n отдельных типов пород различных песчано-алеврито-глинистых отложений зависят от их происхождения и преобразования и поэтому далеко не одинаковы.

Для различных типов карбонатных пород (доломитов, известняков биогенных и детрито-биогенных, известняковых раковинных песчаников, известняков микрозернистых и детритовых) они также определяются не только их первоначальной структурой, но и процессами преобразования, которые, в свою очередь, связаны с условиями жизни пород. Например, кумуляты значений k_n карбонатных пород среднего карбона Пермского При-

¹ Правая ветвь расчетной кривой получены при допущении, что объем глинистой фракции повышает объем порового пространства между песчано-алевритовыми частицами (если они приведены в соприкосновение), и что песчаные зерна как бы плавают в массе глинистых частиц. Тогда

$$k_n = \frac{(m_{P1}/\delta_c P1) k_{n P1}}{m_{P1}/\delta_c P1 + m_{Ps+Av}/\delta_T Ps+Av},$$

где $\delta_T Ps+Av$ — плотность твердой фазы песчано-алевритовой части породы.

камня резко дифференцированы, однако это нехарактерно для кривых распределения значений k_n отложений Предуральского прогиба (рис. 25). Причем пределы изменения k_n в первом случае шире и среди значений k_n различных типов карбонатных пород большая доля приходится на высокие значения этой величины. Это не свойственно для площадей Предуральского прогиба (см. рис. 25).

Коэффициенты k_n однотипных осадочных пород обычно тем меньше, чем глубже они залегают и дольше живут за счет всех названных выше диа- и эпигенетических процессов. Характер снижения коэффициента пористости с глубиной H иллюстрируется кривыми $k_n = f(H)$ (рис. 26), полученными для различных типов осадочных пород и условий их отложения и жизни. Наиболее интенсивно снижается коэффициент пористости тонкозернистых осадочных пород (глин, алевролитов). Менее значительно уменьшаются с глубиной коэффициенты пористости известняков. Изменение k_n однотипных и разновозрастных пород с глубиной приближенно определяется уравнением

$$k_{n, \text{ср } H} = k_{n \text{ max}} e^{-0,045H/H_0}, \quad (1)$$

где $k_{n \text{ max}}$ — значение k_n при H_0 ; H_0 — глубина расположения невыветрелых пород (здесь H_0 принята равной 0,1 км); H — глубина, для которой необходимо определить $k_{n, \text{ср } H}$. В зонах аномальных давлений наблюдаются отклонения от уравнения (1).

Реже значения k_n возрастают с глубиной из-за тектонических процессов и выщелачивания твердого вещества. Таким образом, с ростом преобразованности осадочных пород и при переходе их в другие типы коэффициент общей пористости обычно уменьшается (см. рис. 21). Но, попадая в зоны выщелачивания и выветривания, породы могут разуплотняться. Значения коэффициента пористости слабо измененных интрузивных, ортометаморфических пород, руд магматогенного происхождения, как правило, не превышают 2—5%. Умеренно выветрелые разности тех же пород могут иметь значения k_n до 10% и более (рис. 27 и см. рис. 21), но, попадая в зоны выщелачивания и выветривания, породы могут достигать более 20% (например, у базальтов, диабазов, порфиринов). Особенно высокие значения коэффициентов пористости характерны для пепловых туфов (30—60%) и арктической туфовой лавы. В зоне гипергенеза из магматических

Таблица 4. Классификация пород по коэффициенту общей пористости

Группа пород	k_n , %	Породы
II	>20	Высокопористые
III	15—20	Повышеннопористые
IV	10—15	Среднепористые
V	5—10	Пониженнопористые
	<5	Низкопористые

Группы пород по коэффициенту k_n пористости	Пределы изменения коэффициента k_n пористости, %	Характеристика значений коэффициента k_n пористости
I	80–100	Чрезвычайно высокие
II	60–80	Очень высокие
III	40–60	Высокие
IV	30–40	Повышенные
V	20–30	Средние
VI	15–20	
VII	10–15	Пониженные
VIII	5–10	Низкие
IX	2–5	Очень низкие
X	0–2	Чрезвычайно низкие

27. Значения коэффициента k_n пористости магматических и метаморфических: 1 — невыветрелые или несерпентинизированные; 2 — выветрелые или серпенти-

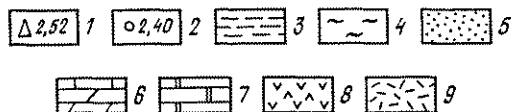
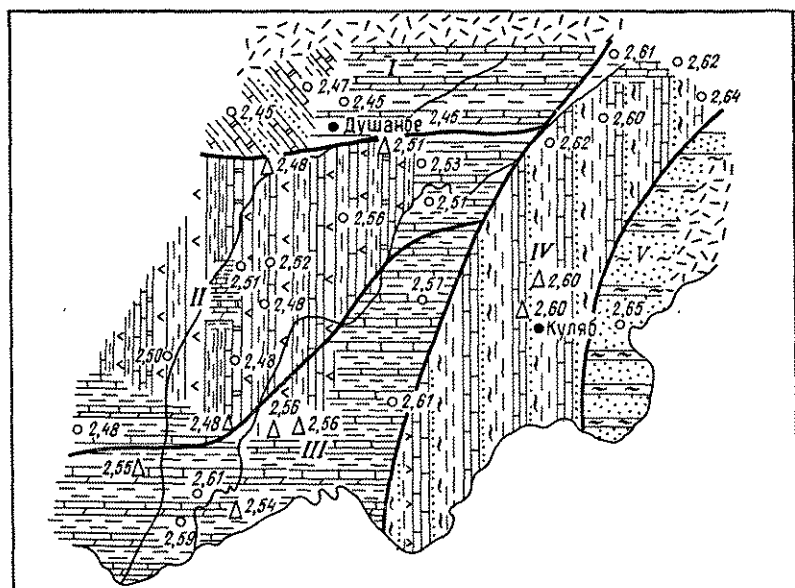


Рис. 28. Изменения коэффициента k_n пористости и плотности δ_n пород алайских слоев палеогена Таджикской депрессии (по С. Н. Дембицкому).

1 — скважины и значения определенных в них δ_n (в г/см³); 2 — то же, по обнажениям; 3 — глины; 4 — алевролиты; 5 — песчаники; 6 — известняки; 7 — доломиты; 8 — гипсы и ангидриты; 9 — палеозойское обрамление; зоны с соответствующими δ_n (в г/см³) и k_n (в %): I — 2,45—2,47 и 6—7; II — 2,50—2,55 и 5,5—7,4; III — 2,55—2,60 и 3,8—5,5; IV — 2,60—2,65 и 1,9—3,8; V — >2,6 и 2

и метаморфических пород могут образовываться дресва и глинистые отложения со значительными k_n .

Ниже приводится классификация пород по коэффициенту пористости (табл. 4), предложенная нефтяниками. Есть и другие классификации пород по значениям этой величины.

Установлены определенные пространственные закономерности в изменении значений k_n одновозрастных одно- или разнотипных пород (рис. 28), обусловленные условиями их происхождения, залегания и преобразования.

§ 9. КОЭФФИЦИЕНТЫ ВЛАГОЕМКОСТИ МИНЕРАЛОВ, ОСАДОЧНЫХ (ОБЛОМОЧНЫХ) ПОРОД

Минералы

Данные о значениях коэффициента влагоемкости минералов практически отсутствуют. Априори можно утверждать, что эти значения в общем случае меньше значений коэффициента общей

пористости минералов. Однако у глинистых минералов коэффициент $w_n \gg k_n$. Особо высокие значения коэффициента полной влагоемкости характерны для глинистых минералов с расширяющейся кристаллической решеткой (монтмориллонит, вермикулит), их объем V_n во влажном состоянии часто больше объема в сухом, и, таким образом, $w_n = V_n/V_c$ оказывается большим $k_n = V_{\text{пор}}/V_c$ ¹.

Осадочные (обломочные) породы

Значения коэффициентов влагоемкости осадочных обломочных пород зависят от минерального состава, структуры и текстуры пород. Значения коэффициента w_n изменяются примерно в тех же пределах, что и k_n , если породы не набухают. У набухающих пород w_n превосходит k_n .

Значения коэффициента w_k капиллярной влагоемкости оценивается по кривой $w_k = f(H)$ (рис. 29), полученной в подзоне капиллярного подъема воды, они находятся между уровнями ГВ и КЗ. Распределение влаги в слоистых толщах, соответствующее двум вероятным случаям, показано на кривых, приведенных на рис. 30.

Коэффициент $w_{\text{под}}$ подвешенной влагоемкости в песках равен 3—5%, у неотсортированных, как правило, песчано-алевритовых пород он достигает 10—12% и у неотсортированных, в основном алевритово-глинистых, пород и глин соответственно возрастает до 12—18—22%.

Надежные лабораторные способы определения $w_{\text{под}}$ не разработаны; с полевыми методами можно ознакомиться в работах А. А. Роде. Примерные значения подвешенной влагоемкости осадочных пород нефтяных месторождений, охарактеризованные коэффициентом $k_{\text{в. под}} = V_{\text{в. под}}/V_{\text{пор}}$, приведены в табл. 5.

Таблица 5. Влагоемкость различных пород нефтяных месторождений [по П. Д. Джонсу (P. Jones)]

Породы	$w_{\text{под}}$, %, от $V_{\text{пор}}$ при $k_{\text{пр}}$ в фм^2			
	10	100	1000	10 000
Крупнозернистые известняки и пески	12	8	6	4
Среднезернистые пески и известняки	35	25	18	8
Мелкозернистые пески и известняки	55	40	30	15

Примечание. Породы нефтяных месторождений имеют указанную в таблице подвешенную влагоемкость, тогда как все остальное поровое пространство их заполнено нефтью или газом; чаще наряду со связанной они содержат капиллярную воду.

¹ При оценке коэффициентов влагоемкости в долях объема сухой породы, если ее влагоемкость выражают в долях объема влажной породы, это не будет справедливо и w также не будет >1 .

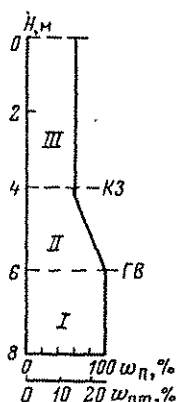


Рис. 29. Кривая распределения влаги в толще пород после их сквозного промачивания при глубоком залегании грунтовых вод (по А. А. Роде). ГВ — уровень грунтовых вод; КЗ — верхняя граница капиллярной зоны; зоны: I — насыщения; II — капиллярная; III — подвешенной влагоемкости

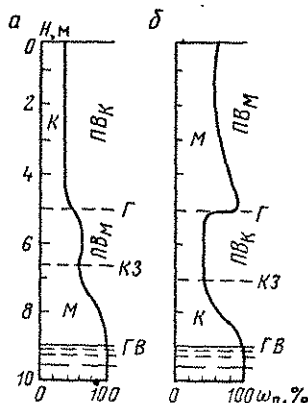


Рис. 30. Кривая распределения влаги в слоистых толщах (по А. А. Роде). а — при подстилании крупнопористого пласта К мелкопористым М; б — при подстилании мелкопористого пласта М крупнопористым К; Г — граница пластов; КЗ — верхняя граница капиллярной зоны; ГВ — уровень грунтовых вод; подвешенная влагоемкость пласта; ПВК — крупнопористого; ПВМ — мелкопористого

Анализ данных табл. 5 показывает, что наибольшее количество подвешенной воды имеют мелкозернистые породы: пески, песчаники и глины. Много подвешенной воды обычно и в меловидных известняках. Коэффициент массовой максимальной

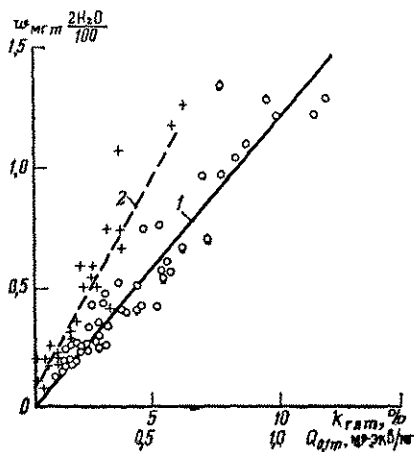


Рис. 31. Зависимость максимальной гигроскопической влагоемкости $\omega_{гг}$ от коэффициента $k_{гг,м}$ массовой глинистости (1) и емкости $Q_{0,1 м}$ обмена (2) для карбонатных пород эоценового возраста из скв. 4 площади деревня Чистенькая Крымской области (по А. А. Веденину)

гигроскопической влагоемкости осадочных пород изменяется от 0,24 до 50% и более¹.

Эти пределы изменения $w_{\text{мг } m}$ хорошо согласуются с удельной поверхностью названных пород. Максимальная гигроскопическая влагоемкость тонкозернистых пород с угловатыми плохо окатанными зернами, глини и сильно глинистых пород больше, чем других разновидностей песчано-алевритово-глинистых и иных обломочных пород, так как значительна их удельная поверхность и повышенным является отношение $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$, с которым часто связано наличие у минералов глини раздвижных кристаллических решеток.

В связи с этим значения $w_{\text{мг } m}$ известняков возрастают с увеличением глинистости и емкости обмена (рис. 31). Максимальная гигроскопическая влагоемкость зависит и от состава поглощенных ионов, что объясняется ориентацией неодинаковых количеств диполей воды вокруг различных по заряду и радиусу ионов. Такой механизм накопления гигроскопической воды многие исследователи или вовсе отрицают, или придают ему небольшое значение.

Значения коэффициента $w_{\text{м. ад } m^2}$ массовой максимальной адсорбционной влагоемкости находятся в пределах 0,1—50% и обычно не превышают 13% (у глини). Они возрастают также с увеличением глинистости и емкости обмена, а следовательно, и удельной поверхности пород.

¹ Определение $w_{\text{мг } m}$ ведут весовым способом: образец (сухой) породы выдерживают над 10%-ным раствором H_2SO_4 (при этом относительная влажность воздуха в сосуде, куда помещают образец, 94%), зная массы образца до и после увлажнения, рассчитывают $w_{\text{мг } m}$.

² Определяется по теплоте смачивания и объему жидкости, в котором не растворяются соли и сахар [5].

НЕФТЕ- И ГАЗОНАСЫЩЕНИЕ. ХИМИЧЕСКИ СВЯЗАННАЯ ВОДА

§ 10. НЕФТЕ- И ГАЗОНАСЫЩЕНИЕ ПОРОД

В поровом пространстве нефтегазонасыщенных пород нефть, вода и газ могут присутствовать в различных соотношениях и иметь различное распределение; последнее зависит от способности поверхности твердой части породы смачиваться (гидрофильность) или не смачиваться (гидрофобность) водой.

Размещение воды и нефти (или воды и газа) в единичной поре, а следовательно, и в породе при различном водосодержании можно схематически представить для пород с гидрофильной и гидрофобной поверхностью твердой фазы так, как показано на рис. 32. При полном водонасыщении в единичной поре, поверхность которой смачивается водой, последняя занимает весь ее объем, хотя в некоторых случаях в центральной части могут оставаться небольшие количества газа, нефти или того и другого (рис. 32, А, а). У гидрофобных коллекторов между твердой фазой и водой, находящейся в центральной части пор, расположен слой нефти или битума (рис. 32, Б, а).

С уменьшением водонасыщения область, занимаемая несмачивающими фазами (нефть, газ или нефть и газ), возрастает (рис. 32, А, б) и при определенном незначительном водонасыщении достигает критической величины (рис. 32, А, в). Тогда вода располагается в виде пленки, полностью покрывающей поверхность твердой фазы.

При гидрофобном коллекторе вода сосредоточивается в центральных частях поры, причем при уменьшении водонасыщения прежде всего содержание воды снижается в тонких взаимосвязанных каналах, а в более крупных она еще сохраняется (рис. 32, Б, б, в). Далее смачивающая вода располагается на отдельных участках поверхности пор (рис. 32, А, г), а несмачивающая твердую фазу присутствует в виде жилок, проходящих через центры крупных пор (рис. 32, Б, г).

В природе распространены преимущественно гидрофильные коллекторы, у которых вода смачивает твердую фазу. Установлено наличие и частично гидрофобных коллекторов. К ним, например, относятся коллекторы карбона Радаевской площади, Куйбышевского Поволжья, гидрофобные, по-видимому, из-за присутствия в нефти смол и серы, продуктивные отложения карбона площади Арлан (в Башкирии) с углистыми включениями, битуминозные песчаники Атабаска (Athabaska) в Кана-

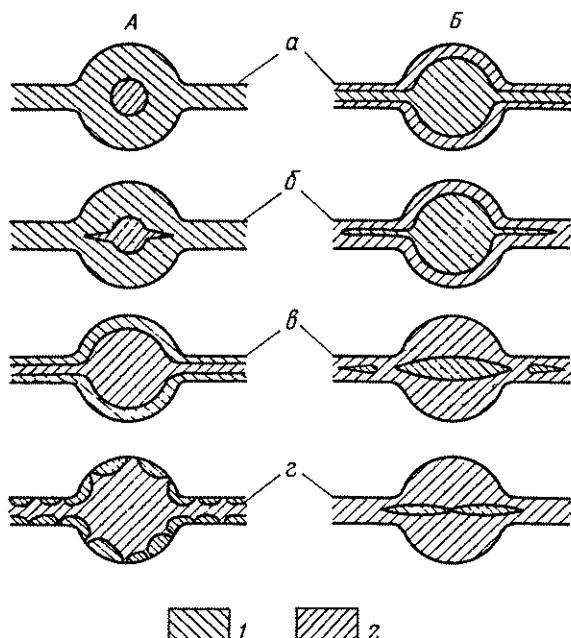


Рис. 32. Схема размещения воды и нефти (или воды и газа) в единичной поре гидрофильных (А) и гидрофобных (Б) коллекторов при различной степени их насыщения.

Насыщение коллектора водой: а — полное; б — более высокое, чем критическое; в — критическое; г — более низкое, чем критическое; 1 — вода; 2 — нефть

де, зерна которых покрыты сплошным слоем битума¹, песчаники вилькокс (Wilcox) в Оклахома Сити и спрингер (Springer) месторождения Шолом Алейхем и др.

Гидрофобность коллекторов обуславливается содержанием в них несмачиваемых включений (например, углистых); считают также, что на характер распределения в поровом пространстве пород воды, нефти, газа влияют их состав и свойства.

Важную роль играют содержащиеся в нефтях органические кислоты, сообщающие нефти поверхностно-активные свойства — способность к смачиванию твердой фазы.

Однако вопрос о природе гидрофобности коллекторов пока изучен недостаточно. Не только от содержания воды, нефти и газа, но и от характера их распределения в коллекторах существенно зависит ряд петрофизических величин (например, удельное электросопротивление, коэффициент проницаемости и т. п.).

В общем случае нефтегазоводонасыщенных пород сумма объемов нефти V_n , газа V_r и воды V_v равна объему порового пространства пород $V_{пор}$:

$$V_n + V_r + V_v = V_{пор}.$$

¹ Эти породы приближаются к полностью гидрофобным коллекторам.

и, следовательно,

$$(V_{\text{н}}/V_{\text{пор}}) + (V_{\text{г}}/V_{\text{пор}}) + (V_{\text{в}}/V_{\text{пор}}) = 1.$$

Отношения $V_{\text{н}}/V_{\text{пор}}$, $V_{\text{г}}/V_{\text{пор}}$ и $V_{\text{в}}/V_{\text{пор}}$, выраженные в долях единицы или в процентах, обозначаются соответственно $k_{\text{н}}$, $k_{\text{г}}$, $k_{\text{в}}$ и называются коэффициентами нефте-, газо- и водонасыщения, которые используются для оценки степени насыщения порового пространства пород.

Для нефтенасыщенных пород $V_{\text{н}} + V_{\text{в}} = V_{\text{пор}}$, следовательно,

$$(V_{\text{н}}/V_{\text{пор}}) + (V_{\text{в}}/V_{\text{пор}}) = k_{\text{н}} + k_{\text{в}} = 1,$$

у газонасыщенных пород $V_{\text{г}} + V_{\text{в}} = V_{\text{пор}}$ и

$$(V_{\text{г}}/V_{\text{пор}}) + (V_{\text{в}}/V_{\text{пор}}) = k_{\text{г}} + k_{\text{в}} = 1.$$

Нефтеводогазонасыщенным породам отвечают следующие соотношения:

$$k_{\text{н}} = 1 - (k_{\text{г}} + k_{\text{в}}), \quad k_{\text{г}} = 1 - (k_{\text{н}} + k_{\text{в}}).$$

Коэффициент $k_{\text{н}}$, измеренный на образцах, наиболее близок к действительному его значению, если при отборе керна была использована промысловая жидкость на нефтяной основе и в коллекторах имелась только связанная вода.

При бурении на глинистом растворе значительное количество нефти вытесняется фильтратом раствора, поэтому нефтенасыщение кернов занижено и обычно не превышает 20—40%.

Это же насыщение, называемое остаточным и обозначаемое $k_{\text{но}}$, наблюдается и в промытых фильтратом глинистого раствора зонах проницаемых нефтенасыщенных пластов, непосредственно прилегающих к стенкам скважины.

В природе нефтенасыщение пород достигает 95% и более (гидрофобные коллекторы). Однако встречаются коллекторы с нефтенасыщением 50—60%, отдающие чистую нефть. Они представлены мелкозернистыми и глинистыми разностями кварцевых и полевошпатовых песчано-алевритово-глинистых пород (алевритами крупно- и мелкозернистыми), связывающими много воды. Значения $k_{\text{н}}$ зависят от минерального состава и гидрофильности (гидрофобности) коллекторов. Коэффициент $k_{\text{н}}$ возрастает с увеличением среднего радиуса $r_{\text{эф. к. ср}}$ поровых каналов терригенных коллекторов (рис. 33).

Предельно высокие значения $k_{\text{н}}$ или $k_{\text{г}}$ обычны для верхних частей водоплавающих нефтяных и газовых залежей, значительных по мощности (например, в Западной Сибири). Мощность и предельные значения $k_{\text{н}}$ ($k_{\text{г}}$) в этой зоне тем больше, чем ниже расположены вмещающие породы; зависят они и от высоты залежи, степени насыщения коллекторов нефтью (газом), их минерального состава, а также от физических свойств пласта и вмещающих пород, степени их однородности. За зоной предель-

¹ При атмосферном давлении.

ного насыщения по направлению к забою скважин следуют зоны недонасыщения и переходная.

Зоны предельного насыщения и недонасыщения разделяет водонефтяной (ВНК) или водогазовый (ВГК) контакт. В зоне недонасыщения мощностью от долей метра (например, у кварцевых терригенных коллекторов Волго-Урала) до 30—40 м (у полимиктовых полевошпатовых терригенных коллекторов Западной

Сибири) коэффициент k_n (k_r) ниже, чем в покрывающей ее зоне предельного насыщения, и уменьшается по экспоненте от значений, близких к тем же в зоне предельного насыщения, до критических (при этом $k_{но} = 30 \div 40\%$). В этой зоне содержание нефти может иметь промышленное и полупромышленное значение. Критическое водонасыщение — это значение k_n , при котором во время испытания получают безводную нефть, ниже находится нефть с водой, затем вода.

Переходная зона начинается на различных расстояниях от ВНК (ВГК), и ее мощность и остаточное насыщение углеводородами зависят от условий формирования залежей, состава и физических свойств фаз, капиллярности пластов и ряда других свойств и факторов.

Переходная зона отмечается и в законтурных скважинах на большом расстоянии от ВНК (ВГК). Остаточное $k_{но}$ устанавливается по образцам, отобраным от коллектора. Остаточное нефте- (газо)насыщение уменьшается с глубиной и тем ниже, чем выше коэффициент открытой пористости и абсолютной проницаемости пласта. Это обуславливает необходимость определения по диаграммам ГИС мощности переходной зоны ниже ВНК (и ВГК). Есть скважины, где ВНК и ВГК ГИС четко разделяют на нефть и воду или газ и воду. Ниже всех этих зон часто находится водоносный горизонт и за ним водоупорный пласт (например, глинистый).

Для определения коэффициентов нефте- и водонасыщения образцов используют прибор С. Л. Закса [5]. Гидрофобность устанавливается путем наблюдения за характером впитывания образцом породы нефти и воды.

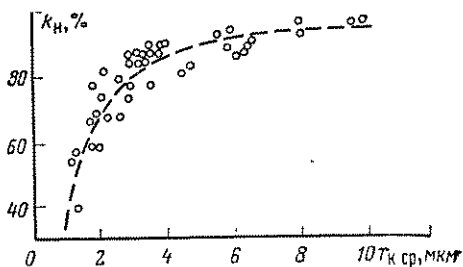


Рис. 33. Зависимость коэффициента k_n нефтенасыщения от среднего радиуса $r_{k,ср}$ поровых каналов для терригенных коллекторов Баклановского и Москуде месторождений (по Б. Н. Тульбовичу)

§ 11. ХИМИЧЕСКИ СВЯЗАННАЯ ВОДА

В горных породах, кроме свободной и адсорбированной воды, иногда содержится вода кристаллизационная, и при нагревании

некоторых из них возникает вода конституционная. Воды кристаллизационная и конституционная являются водами химически связанными.

Кристаллизационная вода входит в кристаллическую решетку многих минералов; конституционная вода образуется при нагревании ряда минералов, чаще всего содержащих гидроксильные ионы. Поэтому она называется также гидроксильной. В противоположность свободной, адсорбированной и межсолевой водам (водам набухания), которые покидают минералы, не разрушая их структуры, чаще всего при температурах, меньших 110°C , удаление и синтез химически связанной воды, как правило, возможны только при более высоких температурах. При этом разрушается их кристаллическая решетка.

Кристаллизационная вода

Кристаллизационная вода находящаяся в кристаллической решетке в виде молекул H_2O , обычно удаляется при нагревании породы до 300°C и реже до более высоких температур. В результате образуется безводное соединение или соединение с меньшим содержанием воды.

Минералы с кристаллизационной водой представляют соединения слабых оснований и сильных кислот и сильных оснований и слабых кислот.

К соединениям сильных оснований и слабых кислот относятся, например, сода $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$, из которой кристаллизационная вода удаляется при лабораторной температуре ($t \approx 20^{\circ}\text{C}$)¹. Гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и эпсомит $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ являются соединениями слабых оснований и сильных кислот. У гипса кристаллизационная вода теряется при t до 400°C .

К минералам с кристаллизационной водой относятся также гидроборацит $\text{CaMgB}_6\text{O}_{11} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, боронатрокальцит $\text{NaCaB}_5\text{O}_9 \cdot \times 8\text{H}_2\text{O}$, диоптаз $\text{Si}_6(\text{Si}_6\text{O}_{18}) \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, мирабилит $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ и др. Из этих минералов вода удаляется соответственно при температурах $200\text{—}325$, $115\text{—}500$ и $200\text{—}600^{\circ}\text{C}$; мирабилит теряет кристаллизационную воду при лабораторной температуре в сухом воздухе¹.

Конституционная вода

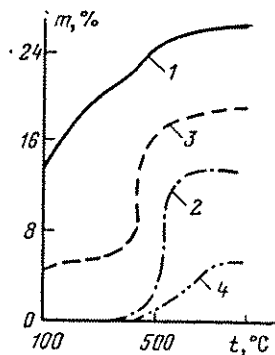
Вода конституционная образуется из входящих в кристаллическую решетку минералов ионов OH^- , H^+ и иона оксония H_3O^+ .

Эти минералы классифицируются как основные соли слабых оснований и основания, если имеют в своем составе ион OH^- : в данном случае вода из минералов удаляется при $t = 300\text{—}1300^{\circ}\text{C}$.

¹ Температура потерь кристаллизационной воды у соды и мирабилита очень низкая, необычная для других минералов.

Рис. 34. Кривые потерь массы m глин при различной температуре t по К. С. Россу, П. Ф. Керру и С. Б. Хендриксу.

1 — аллофан (Мурфилд, Кентукки); 2 — каолинит (Ион, Калифорния); 3 — галлуазит (Льеж, Бельгия); 4 — монтмориллонит



Минералы с конституционной водой могут быть кислыми солями сильных оснований и кислотами, тогда они содержат ион H^+ , из которого образуется вода при температурах до $300^\circ C$.

Среди минералов преобладают основные соли слабых оснований, и вода при нагревании их получается обычно из ионов OH^- .

Образование такой воды при нагревании пород отмечается химическими анализами.

К минералам, при нагревании которых синтезируется конституционная вода, относятся, например, гидраргиллит $Al(OH)_3$, тальк $Mg_3(OH)_2(Si_4O_{10})$, серпентин $Mg(OH)_4(Si_2O_5)$, брусит $Mg(OH)_2$, диаспор $Al(OH)O$, аллофан $Al_2O_3 \cdot nSiO_2$, каолинит $Al_2(OH)_4Si_2O_5$, галлуазит $Al_2(OH)_4(Si_2O_5) \cdot H_2O$, монтмориллонит $(AlMg)_2(OH)_2(Si_4O_{10}) \cdot H_2O$ и др.

Температура выделения конституционной воды для талька, серпентина, брусита и диаспора соответственно равна 930 , 670 , 410 и $510^\circ C$.

Нагреваемый аллофан теряет межслоевую воду и гидроксильные группы из решетки постепенно в пределах $t = 110 \div 1000^\circ C$ (рис. 34, кривая 1). В результате образуется $10\text{—}15\%$ воды. У каолинита потеря групп OH из кристаллической решетки с образованием гидроксильной воды происходит в основном в пределах температур $400\text{—}525^\circ C$ (рис. 34, кривая 2). Галлуазит (рис. 34, кривая 3) теряет гидроксильные группы в основном в пределах температур от $400\text{—}430$ и до $500^\circ C$. Гидроксильная вода является основной водой у неводных галлуазитов, где ее образуется 20% , тогда как воды межслоевой содержится всего $2\text{—}3\%$. У водных галлуазитов количество низкотемпературной межслоевой воды больше.

Начало потери входящих в решетку монтмориллонита гидроксильных групп и образования гидроксильной воды установить трудно, так как кривые обезвоживания не дают при этом резких переломов (рис. 34, кривая 4). Предполагают [2], что оно начинается при $300^\circ C$. Для обычных монтмориллонитов быстрая потеря гидроксильной воды начинается около $500^\circ C$. Обезвоживание заканчивается при $800^\circ C$ (рис. 34, кривая 4).

В пластических горных породах конституционная вода преимущественно образуется из перечисленных выше минералов глин. Особенно много гидроксильной воды образуется из аллофана, каолинита и монтмориллонита.

Кроме названных, имеется еще подтип воды — конституционно-кристаллизационной. Она возникает из солей иона оксония H_3O^+ обычно при нагревании минералов до температуры $300^\circ C$. Оксоний находится в силикатах слоистого строения, содержащих калий. Калий при выветривании замещается ионом оксония. Примером оксонийсодержащего минерала является гидромусковит $(K, H_3O)Al_2(OH)_2[Al_2Si_3O_{10}]$, который образуется из слюды.

Глава VI

ПЛОТНОСТЬ

§ 12. ОПРЕДЕЛЕНИЕ И ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ

Плотность — свойство пород иметь определенную массу единицы объема, отличную от удельной массы их других разностей. Плотность¹

$$\delta_{\Pi} = m_{\Pi} / V_{\Pi},$$

где m_{Π} — масса породы; V_{Π} — ее объем.

В общем случае масса m_{Π} породы состоит соответственно из масс m_{Γ} , $m_{\text{ж}}$ и $m_{\text{г}}$ ее твердой, жидкой и газовой фаз.

Следовательно,

$$\delta_{\Pi} = \frac{m_{\Pi}}{V_{\Pi}} = \frac{m_{\Gamma} + m_{\text{ж}} + m_{\text{г}}}{V_{\Pi}} = \frac{\delta_{\Gamma} V_{\Gamma} + \delta_{\text{ж}} V_{\text{ж}} + \delta_{\text{г}} V_{\text{г}}}{V_{\Pi}}, \quad (2)$$

где δ_{Γ} , $\delta_{\text{ж}}$ и $\delta_{\text{г}}$ — плотности соответственно твердой, жидкой и газовой фаз породы; они определяют массы объемов V_{Γ} твердой, $V_{\text{ж}}$ жидкой и $V_{\text{г}}$ газовой фаз в объеме V_{Π} породы. Единицей измерения плотностей является кг/м^3 . Может быть использована доляная единица г/см^3 .

При $V_{\Pi} \approx V_{\text{с}}$ (как у слабо глинистых и других, ненабухающих водонасыщенных пород) и $V_{\text{с}} = 1$

$$k_{\Pi} = V_{\text{пор}} / V_{\text{с}} = V_{\text{пор}} / V_{\Pi} = V_{\text{пор}}; \quad V_{\Gamma} = 1 - V_{\text{пор}} = 1 - k_{\Pi};$$

$$w = \frac{V_{\text{ж}}}{V_{\text{с}}} = \frac{V_{\text{ж}}}{V_{\Pi}} \approx V_{\text{ж}}; \quad V_{\text{г}} = V_{\text{пор}} - V_{\text{ж}} = k_{\Pi} - w.$$

Здесь $V_{\text{с}}$ и $V_{\text{пор}}$ — объемы соответственно сухого образца и его порового пространства; k_{Π} и w — коэффициенты общей пористости и влагоемкости.

Подставляя последние соотношения в выражения (2), получаем:

$$\delta_{\Pi} = (1 - k_{\Pi}) \delta_{\Gamma} + w \delta_{\text{ж}} + (k_{\Pi} - w) \delta_{\text{г}} \approx \delta_{\text{с}} + w \delta_{\text{ж}}, \quad (3)$$

где $\delta_{\text{с}} = (1 - k_{\Pi}) \delta_{\Gamma}$ — плотность сухой породы.

Последнее верно, так как $\delta_{\text{г}} = \delta_{\text{вз}} \approx 1,2 \cdot 10^{-3} \text{ г/см}^3$ и при $w \rightarrow 0$ $\delta_{\text{вз}} k_{\Pi}$ также очень мало ($\delta_{\text{вз}}$ — плотность воздуха).

Следовательно, плотность пород определяется плотностью их фаз и удельными объемами пор и воды. При $k_{\Pi} \rightarrow 0$ и $w \rightarrow 0$ $\delta_{\Pi} \rightarrow \delta_{\Gamma}$, а при $k_{\Pi} \rightarrow 1$ и $w \rightarrow 1$ $\delta_{\Pi} \rightarrow \delta_{\text{ж}}$.

¹ В литературе по вопросам полевой геофизики плотность обычно обозначается σ .

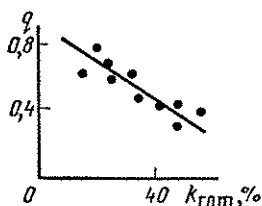


Рис. 35. Зависимость коэффициента q от коэффициента $k_{г.л.м}$ массовой глинистости и гжельских глин

Теория хорошо подтверждается экспериментальными данными для слабо глинистых и других, ненабухающих пород. Значения плотности пород определяются по образцам из обнажений и скважин. Для анализа экспериментальных данных плотность пород оценивается по плотности ее фаз, значениям коэффициентов пористости и влагоемкости. Плотности фаз используются и для решения других геологических задач: суждения о вещественном составе вод, нефти и газов, оценки степени чистоты отдельных разностей минералов, определения объема элементарной ячейки кристаллов минералов как характеристики химико-минерального состава плотных магматических, метаморфических и осадочных пород. и т. д.

Для глинистых пород и глин уравнение (3) неверно из-за усадки — уменьшения их порового объема при высушивании. Плотность $\delta_c = (1 - k_n - \Delta k_n) \delta_t$, определяемая на образцах сухих глинистых пород, много больше, чем действительный вклад твердой фазы в плотность этих пород.

Для получения плотности максимально влажных глинистых пород в неисправленные значения δ'_c глинистых пород вводится поправка

$$\Delta\delta = \delta_n - \delta'_c = \frac{m_t + m_{ж}}{V_{пор} + V_t} - \frac{m_t}{V_{пор} + V_t - \Delta V_{пор}} =$$

$$= \left(1 - \frac{\delta'_c \Delta V_{пор}}{k_b V_{пор}} \right) (k_b k_n) \approx q k_b k_n \approx qw,$$

где $q = (1 - \delta'_c \Delta V_{пор} / k_b V_{пор})$ и $\Delta V_{пор}$ — усадка — изменение объема пор при высушивании образца.

Следовательно, плотность глинистых пород $\delta_n = \delta'_c + q k_b k_n \approx \delta'_c + qw$. Значение q оценивается по содержанию в глинах глинистых фракций и экспериментальной зависимости $q = f(k_{г.л.м})$ для данного района, полученной Р. В. Калининной (рис. 35).

Для введения поправки за усадку в δ'_c глинистых пород и глин И. Х. Юдборовским рекомендуется также следующее экспериментальное уравнение:

$$\delta_c = 1,4\delta'_c - 0,96, \quad (4)$$

если нельзя получить такого соотношения для районов отбора образцов. Ошибка в определении плотности без учета усадки достигает 0,2 г/см³.

Различие между плотностями, определенными по влажным образцам и рассчитанными по уравнениям (3) и (4), составляет в среднем $\pm 0,03$ г/см³.

Рассуждая, как и ранее, для нефтеводонасыщенных пород можно написать:

$$\delta_n = \delta_t V_t + \delta_b V_b + \delta_n V_n,$$

но так как $V_{\text{пор}} = k_{\text{п}}$, то $V_{\text{в}} = k_{\text{в}} k_{\text{п}}$; $V_{\text{н}} = k_{\text{н}} k_{\text{п}}$ и

$$\begin{aligned}\delta_{\text{п}} &= (1 - k_{\text{п}}) \delta_{\text{т}} + \delta_{\text{в}} k_{\text{в}} k_{\text{п}} + \delta_{\text{н}} k_{\text{н}} k_{\text{п}} = \\ &= (1 - k_{\text{п}}) \delta_{\text{т}} + \delta_{\text{в}} (1 - k_{\text{п}}) k_{\text{п}} + \delta_{\text{н}} k_{\text{н}} k_{\text{п}}.\end{aligned}$$

Плотности газоводонасыщенных и нефтеводогазонасыщенных пород рассчитываются соответственно по формулам

$$\delta_{\text{п}} = (1 - k_{\text{п}}) \delta_{\text{т}} + \delta_{\text{в}} k_{\text{в}} k_{\text{п}} + \delta_{\text{г}} k_{\text{г}} k_{\text{п}}.$$

и

$$\begin{aligned}\delta_{\text{п}} &= (1 - k_{\text{п}}) \delta_{\text{т}} + \delta_{\text{н}} [1 - (k_{\text{в}} + k_{\text{г}})] k_{\text{п}} + \\ &+ \delta_{\text{в}} [1 - (k_{\text{н}} + k_{\text{г}})] k_{\text{п}} + \delta_{\text{г}} [1 - (k_{\text{в}} + k_{\text{н}})] k_{\text{п}}.\end{aligned}$$

Эти формулы получают аналогично предыдущей.

Из теории плотности видно, что оценить аналитически значения этой величины нельзя, не зная плотностей фаз пород, коэффициентов их пористости и влажности. Рассмотрим плотности фаз для оценки вклада каждой из них в плотность пород.

§ 13. ГАЗОВАЯ И ЖИДКАЯ ФАЗЫ

Газовая фаза

Плотность воздуха при температуре 20 °С и давлении 0,1 МПа равна 0,0012 г/см³, плотность углеводородных газов находится в пределах от 0,000715 (метан) до 0,00317 (пентан) г/см³ и в среднем близка к плотности воздуха.

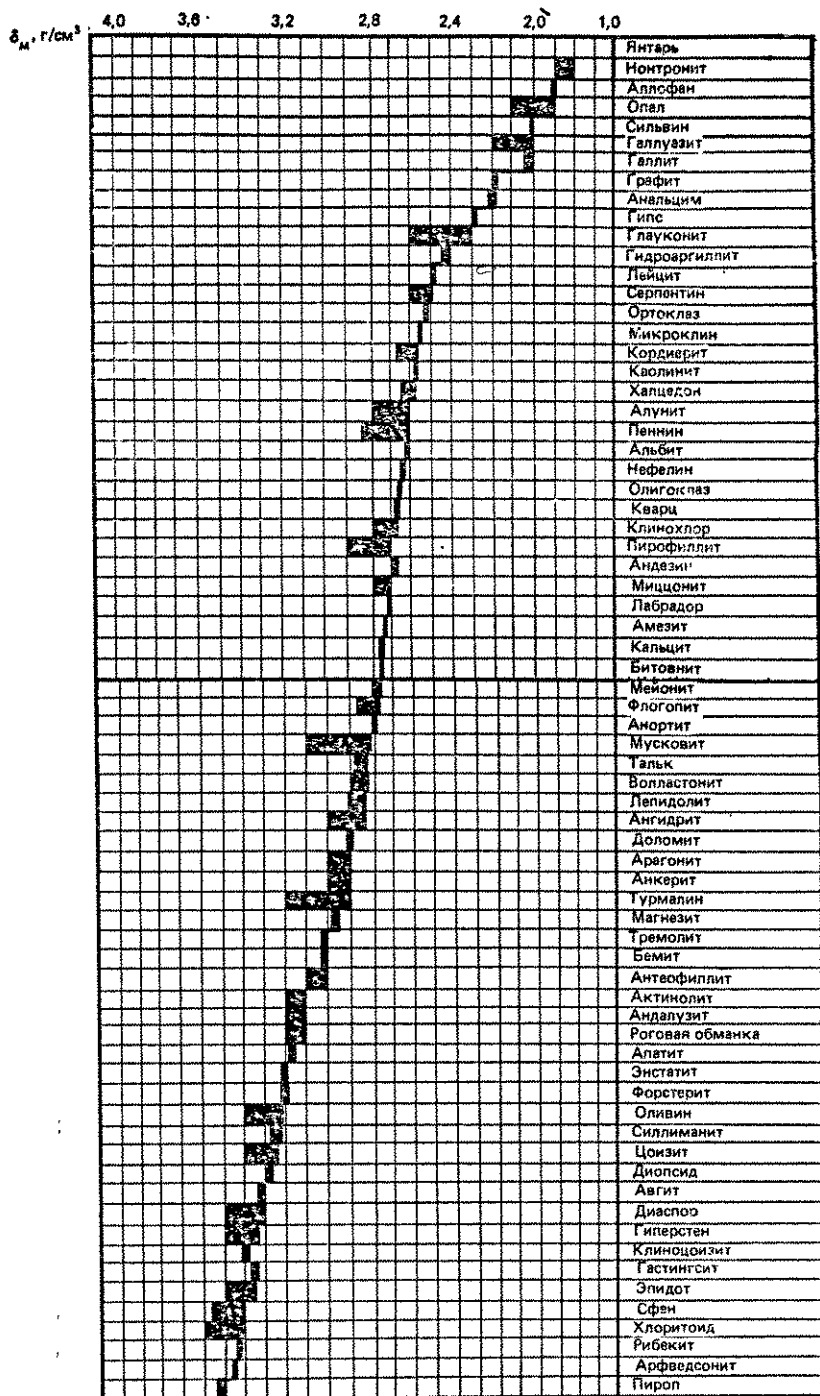
Жидкая фаза

Природная поровая вода, плотность которой при температуре 20 °С в зависимости от минерализации изменяется от 1,010 г/см³ (пресная вода) до 1,240 г/см³ (предельно крепкий рассол), и смеси этой воды с нефтью, представляют собой жидкую фазу. Если последняя состоит из смесей нефти с водой, ее плотность определяется плотностями $\delta_{\text{н}}$ и $\delta_{\text{в}}$ входящих в ее состав нефти и воды и их объемным соотношением. Плотность нефтей изменяется в зависимости от их химического состава от 0,72 до 1 г/см³ и редко бывает больше. Соотношение нефти и воды в жидкой фазе может быть самым различным (см. § 10).

Плотность природных вод и нефтей обычно измеряют ареометрами и реже другими приборами [5].

§ 14. МИНЕРАЛЫ

Плотность твердой фазы пород определяет их минеральный состав. Поэтому рассмотрим сперва плотность $\delta_{\text{т}}$ того же компонента отдельных минералов. Так как коэффициент пористости этих сред мал (обычно не более 1 %), их плотность $\delta_{\text{т}}$ примерно равна плотности $\delta_{\text{м}}$ всего минерала.



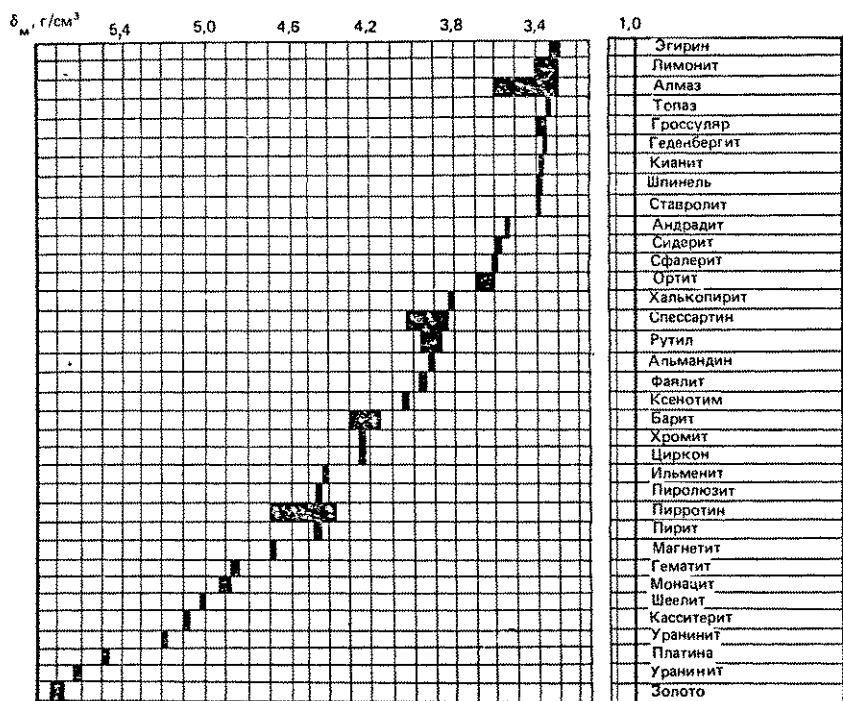


Рис. 36. Значения плотности минералов [7]

Плотность минералов тем выше, чем больше они содержат атомов значительной относительной атомной массы и чем плотнее атомы упакованы в единице объема. Упаковку определяют атомные (ионные) радиусы, валентности и тип связи частиц. Основное влияние на плотность рудных минералов оказывает их средневзвешенная относительная атомная масса, а на плотность породообразующих минералов — упаковка.

Важнейшие породообразующие минералы (кальцит, кварц, олигоклаз, нефелин и др.) сравнительно мало отличаются по средневзвешенной относительной атомной массе, и она сравнительно невелика, поэтому плотностная дифференциация этих сред обусловлена в основном их структурой — плотностью упаковки частиц в монокристаллах. Влияние радиуса частиц легко показать, сравнивая плотность ионных кристаллов сильвина и галита. Хотя в состав сильвина входит атом калия с большей относительной массой, чем атом натрия, находящийся в молекуле галита, плотность сильвина ($1,99 \text{ г/см}^3$) меньше плотности галита ($2,1\text{—}2,2 \text{ г/см}^3$) за счет различия в ионных радиусах К и Na, равных соответственно $0,0133$ и $0,098 \text{ нм}$.

Зависимость плотности от валентности ионов, входящих в состав минералов, объясняется так. Крупные ионы (например,

O^{2-} , S^{2-} , Cl^{-}) многих минералов образуют плотнейшие упаковки. Катионы меньшего радиуса располагаются между ними. Причем катионов между анионами может быть тем больше, а следовательно, плотность минерала тем значительнее, чем меньше их валентность и выше валентность анионов.

Зависимость плотности от структуры минерала и плотности упаковки его атомов или молекул может быть показана на примере одинаковых по химическому составу, но различных по структуре минералов. Хотя графит и алмаз имеют идентичные химические составы, структура их резко различна. Графит характеризуется слоистой структурой при расстоянии между слоями 0,34 нм и расстоянии между атомами в слое 0,142 нм, а алмаз — более плотной структурой с расстоянием между атомами 0,154 нм, это сказывается на плотностях этих минералов, равных соответственно 2,2 и 3,5 г/см³. Различие в структуре обычно также для арагонита и кальцита. Арагонит имеет более плотную структуру, и это определяет его большую плотность (2,85—2,94 г/см³), чем плотность кальцита (2,73 г/см³). Плотность, определенная для большинства минералов, изменяется от 0,98 г/см³ для льда до 22,5 г/см³ для иридиевого осмия. Минералы классифицируются на плотные ($\delta_T > 4$ г/см³), средней ($\delta_T = 2,5 \div 4,0$ г/см³) и малой ($\delta_T < 2,5$ г/см³) плотности.

Большая часть всех минералов имеет среднюю плотность. Незначительное число минералов (10—15%) малой плотности.

К плотным минералам относятся: селен, теллур, самородные металлы (золото, серебро, медь и др.), сульфиды, за редким исключением (пирит, пирротин и др.), более половины из окислов и гидроокислов (пирролизит, гематит и др.), редкие из силикатов (торит, циркон и др.), редкие из фосфатов и их аналогов (монацит, карнотит, ксенотим и др.), некоторые из карбонатов (церуссит, витерит и др.), вольфраматы (шеелит, вольфрамит и др.), некоторые из сульфатов (барит, англезит и др.), хлоридов и бромидов: керагирит, бромирит, каломель и др. В составе плотных минералов значительна концентрация частиц с большой относительной атомной массой (свинец, ртуть, серебро, медь и др.), они также характеризуются относительно малым атомным (или ионным) радиусом; у этих минералов нередко обнаруживается и плотнейшая укладка атомов — кубическая (гранецентрированная) и гексагональная.

Самое высокое содержание плотных атомов, имеющих относительно незначительные атомные радиусы, свойственно самородным металлам и их природным сплавам, которые имеют максимальные плотности (рис. 36).

К минералам малой плотности принадлежат следующие. Из самородных неметаллов — графит и сера; некоторые из окислов и гидроокислов (лед, опал); многие минералы класса силикатов (галлуазит, монтмориллонит); некоторые из боратов (бура); водные карбонаты (сода); водные сульфаты (мирабилит), из хлоридов — галит, сильвин (см. рис. 36).

Минералы малой плотности содержат элементы с малой относительной атомной массой (водород, бор, углерод, кислород, натрий, кремний, сера, хлор, калий и др.); атомы этих элементов часто имеют значительные атомные или ионные радиусы; многие из них (лед, графит, некоторые из силикатов, кальцит и др.) характеризуются рыхлой структурой.

К группе минералов со средней плотностью относится большинство остальных минералов (см. рис. 36). Непостоянство плотности минералов обычно обусловлено примесями. Хорошая дифференциация минералов по плотности позволяет использовать эту величину для их распознавания.

Плотность может, в частности, послужить для выделения отдельных членов изоморфных рядов, например минералов ряда плагиоклазов, являющихся изоморфными смесями¹ альбита ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) и анортита ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) с плотностями от 2,61 до 2,77 г/см³.

Плотность породообразующих минералов осадочных горных пород изменяется от 1,85 (для аллофана) до 5,18 г/см³ (для пирита), причем большинство из них является минералами средней плотности. Плотность рудных минералов достигает больших значений, изменяясь от 2,3 (гидрагиллит) до 7,5 г/см³ (галенит). Плотность породообразующих минералов магматических пород достигает 4 г/см³ и более.

§ 15. ТВЕРДАЯ ФАЗА

Плотность твердой фазы пород является средневзвешенной плотностью составляющих ее минералов, т. е.

$$\delta_T = \sum_{i=1}^{i=n} V_{Ti} \delta_{Ti} = V_{T1} \delta_{T1} + V_{T2} \delta_{T2} + \dots + V_{Tn} \delta_{Tn},$$

где n — число минералов, составляющих твердую фазу; δ_{T1} , δ_{T2} , ..., δ_{Tn} , V_{T1} , V_{T2} , ..., V_{Tn} — соответственно плотности и объемы, занимаемые отдельными минералами в единице объема твердой фазы.

Выше всего, за исключением гидроаргиллитов и бокситов, и обычно от значений $>3,5$ до $<5,5$ г/см³ изменяется плотность твердой фазы сплошных руд, так как в ней значительны концентрации плотных минералов (магнетит, гематит и другие в твердой фазе железных руд; пирротин, пентландит, халькопирит и другие в твердой фазе сульфидных медно-никелевых руд; галенит, сфалерит, пирит, халькопирит в твердой фазе полиметаллических руд и т. д.). Плотность δ_T редко вкрапленных руд может снижаться до значений, близких к плотности твердой фазы вмещающих пород, которая состоит преимущественно из сили-

¹ Изоморфная смесь — смесь двух или более минералов, сходных по составу и кристаллической форме.

катов (кварца, серпентина, оливина, турмалина и др.) с плотностью от 2,5 до 3,0 г/см³ и немного более высокой. Плотность δ_t твердой фазы отдельных разновидностей железных руд сходного минерального состава находится в следующем соотношении с содержанием C_{Fe} (в %) железа в руде, со средним содержанием ξ (в %) железа в рудном минерале и средними плотностями $\delta_{t.p}$ и $\delta_{t.вм}$ соответственно рудных и вмещающих минералов:

$$\frac{1}{\delta_t} = \frac{C_{Fe}}{\xi \delta_{t.p}} + \frac{\xi - C_{Fe}}{\xi \delta_{t.вм}}. \quad (5)$$

При постоянных значениях плотностей $\delta_{t.p}$ и $\delta_{t.вм}$ и постоянном среднем массовом содержании железа в рудных минералах уравнения (5) (рис. 37) для мономинеральных железных руд различного состава хорошо подтверждаются экспериментальными данными. Они позволяют определить содержание железа в отдельных разновидностях руд месторождения по плотности их твердой фазы, а также плотность твердой фазы вмещающих пород.

Плотность твердой фазы магматических, метаморфических, известково-магнезиальных пород обычно ниже плотности δ_t руд и изменяется от 2,5 до 3,5 г/см³. У магматических пород δ_t возрастает от кислых (граниты и др.) к основным (габбро и др.) и ультраосновным (перидотит, пироксенит), так как в этом направлении возрастает содержание в твердой фазе указанных пород железисто-магнезиальных минералов (оливин, пироксены, слюды) или их компонентов (FeO , Fe_2O_3 , CaO , MgO).

Наибольшие плотности твердой фазы имеют известняки и доломиты, содержащие примеси железистых минералов (пирит, глауконит, сидерит, шамозит и др.); наименьшие — породы с примесью опала, каолинита и других менее плотных минералов, чем кальцит или доломит. Наиболее вероятны значения δ_t известняков от 2,71 до 2,74 г/см³, а доломитов от 2,8 до 2,9 г/см³.

Плотность твердой фазы песчаных, алевритовых и глинистых пород снижается до 2,2 г/см³. Максимальные значения (большие 3,5 г/см³) рассматриваемой плотности этих пород практически не отличаются от плотности δ_t известково-магнезиальных пород. Это объясняется тем, что в составе этих пород, кроме породообразующих минералов (кварц, полевые шпаты, глинистые минералы и др.), находятся примесные и акцессорные минералы относитель-

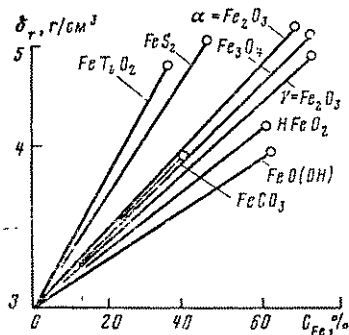


Рис. 37. Зависимости плотности δ_t твердой фазы железных руд, содержащих лишь один рудный минерал, от содержания C_{Fe} в них железа (по А. К. Вейнбергу)

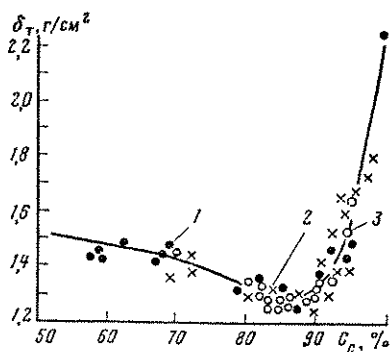


Рис. 38. Зависимость плотности δ_T сухих беззольных углей от содержания C_c в них углерода (степени метаморфизма).

1 — по Далхенти и Пенроузу; 2 — по Франклину; 3 — по Цивтерингу

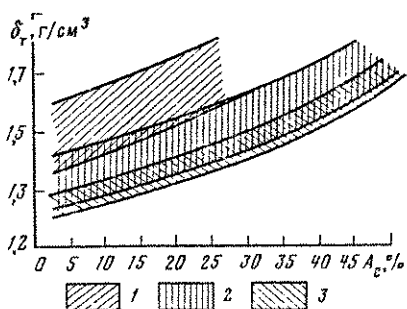


Рис. 39. Зависимость плотности δ_T различных метаморфизованных углей от зольности A_c [7].

Угли 1 — антрациты; 2 — каменные; 3 — бурые

но значительной плотности, такие, как гранат, циркон, рутил, дистен, лимонит, ильменит у кварцево-гранатовых песков, касситерит у кварцево-касситеритовых песков, ильменит у кварцево-ильменитовых песков, циркон у кварцево-цирконовых песков, ильменит и магнетит у ильменитово- и магнетитово-кварцевых песков, роговые обманки у роговообманковых песков, слюды у слюдистых песков, пирит, глауконит, сидерит, шамозит и слюды у песчаников, алевролитов и глин. Относительно низкие плотности твердой фазы названных пород связаны с присутствием опала, каолинита, аллофана и других малоплотных глинистых минералов. Так как нередко содержание второстепенных и акцессорных минералов может меняться даже у однотипных и одновозрастных пород, плотность их твердой фазы изменяется в значительных пределах.

Плотность твердой фазы соляных пород может быть еще ниже. Она у мирабилита, например, примерно равна $1,5 \text{ г/см}^3$, у каменной соли $2,1\text{—}2,2 \text{ г/см}^3$, у гипсов $2,3 \text{ г/см}^3$. Однако максимальные значения плотности твердой фазы и у этой группы пород достигают значений, превышающих 3 г/см^3 (например, у ангидритов с примесями пирита, марказита и других плотных минералов).

Плотность твердой фазы кремнистых пород изменяется от 2 (для диатомита, породообразующим минералом которого является опал) до $>2,65 \text{ г/см}^3$ (для яшмы и кремней с породообразующим халцедоном или смесью его с опалом или кварцем).

Самые низкие значения плотности δ_T установлены для графита и углей. δ_T этих пород находится в пределах от $1,25$ до $2,27 \text{ г/см}^3$. Низкие значения δ_T отвечают чистым углям, содержащим 85% углерода (рис. 38). У чистых углей мало минеральных примесей (кварца, глинистых минералов, пирита). При этом

плотность $\delta_{т.орг}$ их беззольной органической твердой фазы может быть оценена по формуле

$$\delta_{т.орг} = \frac{(100 - \xi) \delta_t \delta_{т.м}}{100 \delta_{т.м} - \xi \delta_t},$$

где ξ — содержание минеральных примесей, %; δ_t и $\delta_{т.м}$ — плотности соответственно твердой фазы зольного угля и примесей.

Максимальные значения плотности твердой фазы имеют высокозольные и метаморфизованные угли (рис. 39).

§ 16. СУХИЕ ОСАДКИ И ПОРОДЫ

Сухие осадки и породы по значениям их плотности δ_c , определенным на очень большом числе образцов, можно подразделить на пять следующих групп.

I группа — осадки и породы очень низкой плотности δ_c (от 0,5 до 1,5 г/см³). Эта группа объединяет осадки и породы различных групп с очень высокими коэффициентами пористости (высокопористые илы глинистые, песчаные, известковые, диатомитовые и другие, высокопористые разности глинистых, песчаных, алевроитовых пород, некоторые разности мела, диатомитов, трепелов, опок, пепловых туфов и др.), а также породы как с высокими, так и с низкими значениями коэффициентов пористости, но с аномально малой плотностью δ_t [торф и различно метаморфизованные угли, за исключением плотных разностей антрацитов и высокозольных углей (рис. 40, 41, см. табл. 2)].

II группа — породы низкой и пониженной плотности δ_c (от 1,5 до 2,5 г/см³). В нее входят высокометаморфизованные и зольные угли, осадочные породы (глинистые, алевроитовые, песчаные, известково-магнезиальные, соляные, гипсы, бокситы рыхлые и глинистые, некоторые разности каменистых бокситов), за исключением очень плотных их разностей с рудными и другими плотными включениями и цементом, пористые и выветрелые разности оловянных, полиметаллических и других руд, некоторые разности графитовых пород.

III группа — породы средней плотности δ_c (от 2,5 до 3,5 г/см³). Группу представляют плотные осадочные, магматические и метаморфические породы, такие, как плотные песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки, доломиты с рудными включениями и плотным цементом, ангидриты, дунит, габбро, гранит, сланцы, роговики и другие, бокситы, каменные и красные мазки, некоторые разности графитовых пород, вкрапленные сульфидные медно-никелевые, медные, железные и полиметаллические руды.

IV группа — породы повышенной и высокой плотности δ_c (от 3,5 до 4,5 г/см³). В эту группу входят сплошные невыветрелые оловянные, сульфидные медно-никелевые, железные, хромитовые и полиметаллические руды, за исключением некоторых раз-

ностей сульфидных медно-никелевых, оловянных, полиметаллических и медных руд.

V группа — породы с очень высокой и чрезвычайно высокой плотностью δ_c (от $>4,5$ г/см³). Группу представляют некоторые очень плотные разности оловянных, сульфидных медно-никелевых, полиметаллических и медных руд с очень высоким содержанием рудных минералов.

Следует отметить, что плотность δ_c некоторых пород (например, галенитовых руд) может достигать значений, превышающих 6 г/см³. Породы — представители отдельных плотностных групп могут иметь значения плотности δ_c в пределах указанных для одной, двух или большего числа групп в связи с различиями состава и структуры их отдельных разностей. Наиболее вероятные значения δ_c различных типов важнейших групп осадочных пород возрастают согласно следующему ряду: песчаники ($2,1—2,4$ г/см³) < алевриты ($2,1—2,5$ г/см³) < глины ($2,2—2,4$ г/см³) < известняки ($2,4—2,6$ г/см³) < доломиты ($2,5—2,6$ г/см³) < ангидриты ($2,8$ г/см³ и более).

Таким образом, рыхлые разности наиболее вероятны среди песчаных алевритовых и глинистых пород.

§ 17. СВЯЗЬ ПЛОТНОСТИ δ_c С ДРУГИМИ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИМИ И ПЕТРОХИМИЧЕСКИМИ ВЕЛИЧИНАМИ

Так как нередко определенные по происхождению, возрасту, преобразованию массивы, рудные тела или пласты пород содержат изменяющиеся по составу и структуре разности однотипных магматических, метаморфических, осадочных пород, то между плотностью δ_c и характеристиками состава и структуры пород установлены довольно тесные корреляционные связи. Плотность δ_c пород отдельных кристаллических массивов возрастает с увеличением концентрации C в их отдельных разностях компонентов ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{MgO}$) плотных железисто-магнезиальных минералов и уменьшением содержания кремния SiO_2 (рис. 42).

Плотность δ_c пород определенных рудных тел тем выше, чем больше содержат их отдельные разности рудного или рудных металлов, их окислов или рудных минералов аномально высокой плотности, например, железа (см. рис. 1), суммы $\text{Cu} + \text{Fe} + \text{Pb} + \text{Zn}$, Cr_2O_3 и сульфидов (рис. 43).

Плотность отдельных разностей графитовых руд возрастает с уменьшением содержания в них графита, а углей с увеличением их зольности, ультрабазитов — с уменьшением их серпентизации. Плотность δ_c пород многих песчаных, алевритовых, карбонатных и других осадочных отложений, а также пород кристаллических магматогенных массивов резко падает с ростом коэффициента k_n их пористости (рис. 44), так как при этом возрастает в породах объемное содержание воздуха. Плотность δ_c пород песчано-глинистых отложений снижается с увеличением

Группы пород по плотности	Пределы изменений плотности групп δ_c , г/см ³	Характеристика плотности	Первичные осадки, осадочные породы, образовавшиеся			
			Песчаные	Алевритовые	Глинистые	Кремнистые
			1,27–1,94 1,3–2,3 1,3–3,6 1,8–2,9 2,19–4,4	0,4–1,57 1,14–1,93 1,13–2,25 1,51–3,2	0,8–1,8 1,2–3,18 1,6–3,35 1,3–3,2 2,4–2,76 2,79–2,80 2,77–2,78	2,5–2,8 0,4–1,57 0,5–1,94 0,27–2,13 0,18–2,66 2,32–2,87 2,32–2,8
			Песчаные илы Пески Песчаники Песчаные сланцы Песчаники и железистые Каолиниты Каолиниты	Глинисто-алевритовый ил Лессы Лессовые породы Алевриты	Глинистые илы Глины Аргиллиты Глинистые сланцы Филлиты Сланцы, кровельные асфальты	Слюдяные кристаллические Диатомиты Трепелы Опоки Спонгилиты Яшмы Кремни
I	< 0,5–1,0	Чрезвычайно низкая				
	1,0–1,5	Очень низкая				
II	1,5–2,0	Низкая				
	2,0–2,5	Пониженная				
III	2,5–3,0	Средняя				
	3,0–3,5					
IV	3,5–4,0	Повышенная				
	4,0–4,5	Высокая				
V	4,5–5,0	Очень высокая				

Рис. 40. Значения плотности δ_c первичных осадков, возникших из них

из них метаморфические породы и руды

Известково-магнезиальные		Мергели	Соли	Апокиминские	Железные	Магнитные	Бокситы	Торф, угли и графиты
Известковые	Дополнительные							
1,3-3,5 1,9-2,95 1,27-2,95 1,91-2,65 2,14-2,43 1,64-2,43 2,52-2,62 2,56-2,75 2,2-2,4 1,97-2,72 1,2-2,6 1,85-2,6 2,3-3,0 2,3-3,0	1,9-3,5 1,48-2,08	1,2-3,0 1,4-2,5 2,0-3,1	2,0-2,98 2,3-3,0 2,1-2,3 1,9-2,95 1,6-2,41	1,3-2,4 1,68-3,47 1,34-2,04 2,5-2,8	3,8-4,3 1,6-2,19 2,45-3,58	1,8-4,5	3,18-3,41 2,8-3,0 0,45-0,8	1,2-1,30 1,2-1,35 1,4-1,8 2,23-2,27
Известняки естественные биогенно-детритовые детритовые шламовые пелитоморфные микрокристаллические тонкозернистые осадочные обломочные Мел Известковые туфы Известняки мраморизованные Мрамор Доломиты Доломитовая мука		Мергели Мергель доломитовый Парамифобилиты магнезитовые	Гипсовые породы Ангидритовые породы Каменная соль Сильвинит Карналитовая порода	Бокситы рыхлые глинистые красные мажские	Мармита и бурные железняки Железные руды лентохлоритовой формации Сидеритовые породы	Оолитовые мягкие сильвинитовые	Апатитовые руды фосфориты Торф Угли бурные каменные антрациты Графит	

осадочных и метаморфических пород и руд

Группы пород по плотности	Пределы изменений групп δ_c , г/см ³	Характеристика значений плотности	Магматические, образовавшиеся из									
			Интрузивные						Эффузивные			
			Ультра-основные	Основные	Средние	Кислые	Щелочные	Осн-овные	Средние	Кислые		
			2,43-3,6 2,43-3,3 2,78-3,6 1,96-3,6	2,5-3,3 3,2-3,5 2,86-2,8 2,24-2,98	2,47-3,03 2,55-3,0	2,2-2,98 2,54-2,61	2,55-2,7	2,1-3,06 2,3-3,3	2,17-2,72 2,34-2,94 2,2-2,3	1,9-2,84		
			Дунит Перидотит Пироксенит Серпентинит	Габбро Эклогит Анортозит Лабрадорит	Диорит Сленит	Гранит Аляскит	Сленит нефелиновый	Базальт Диабаз	Андезит Порфирит Трахит	Липарит		
I	<0,5-1,0	Чрезвычайно низкая										
	1,0-1,5	Очень низкая										
II	1,5-2,0	Низкая										
	2,0-2,5	Пониженная										
III	2,5-3,0	Средняя										
	3,0-3,5											
IV	3,5-4,0	Повышенная										
	4,0-4,5	Высокая										
V	4,5-5,0	Очень высокая										
	>5,0	Чрезвычайно высокая										

Рис. 41. Значения плотности δ_c магматических, метаморфических пород и руд
Породы: 1 — левосторонние или несерпентинизированные; 2 — выветрелые или серпенти-

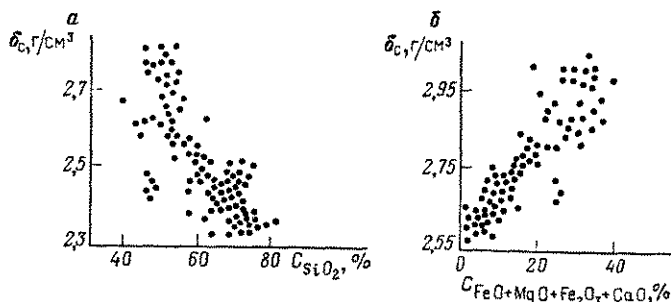


Рис. 42. Зависимость плотности δ_c кристаллических пород докембрийского фундамента восточной части Русской платформы, в основном представленных гнейсами, от содержания главных компонентов C_{SiO_2} (a) и $C_{FeO+MgO+Fe_2O_3+CaO}$ (б) [по Н. В. Подоба]

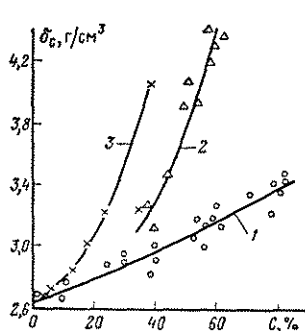


Рис. 43. Зависимости плотности δ_c от массового содержания C сульфидов в сульфидно-касситеритовых рудах (1) [месторождение Тернистое], Cu_2O_3 в хромитовых рудах (2) [месторождение Алмаз-Жемчужина] и $Cu+Fe+Pb+Zn$ в медных рудах (3) [месторождение Дзержинское, по Б. М. Уразаеву] [7]

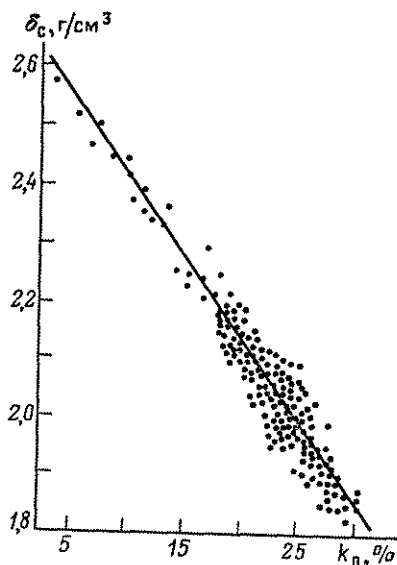
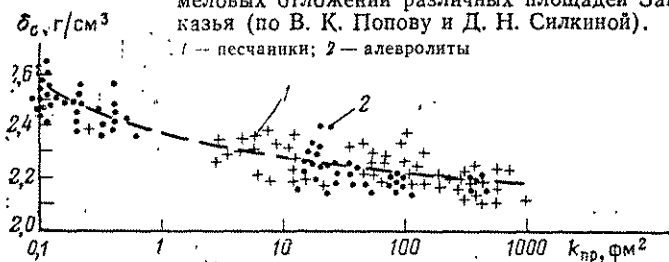


Рис. 44. Зависимость плотности δ_c от коэффициента k_p пористости для песчано-глинистых пород пласта АВ₁ Самотлорского месторождения Западной Сибири (по Е. И. Леонтьеву)

Рис. 45. Зависимость плотности δ_c от коэффициента $k_{пр}$ газопроницаемости для песчано-глинистых пород юрских и нижнемеловых отложений различных площадей Западного Предкавказья (по В. К. Попову и Д. Н. Силкиной).



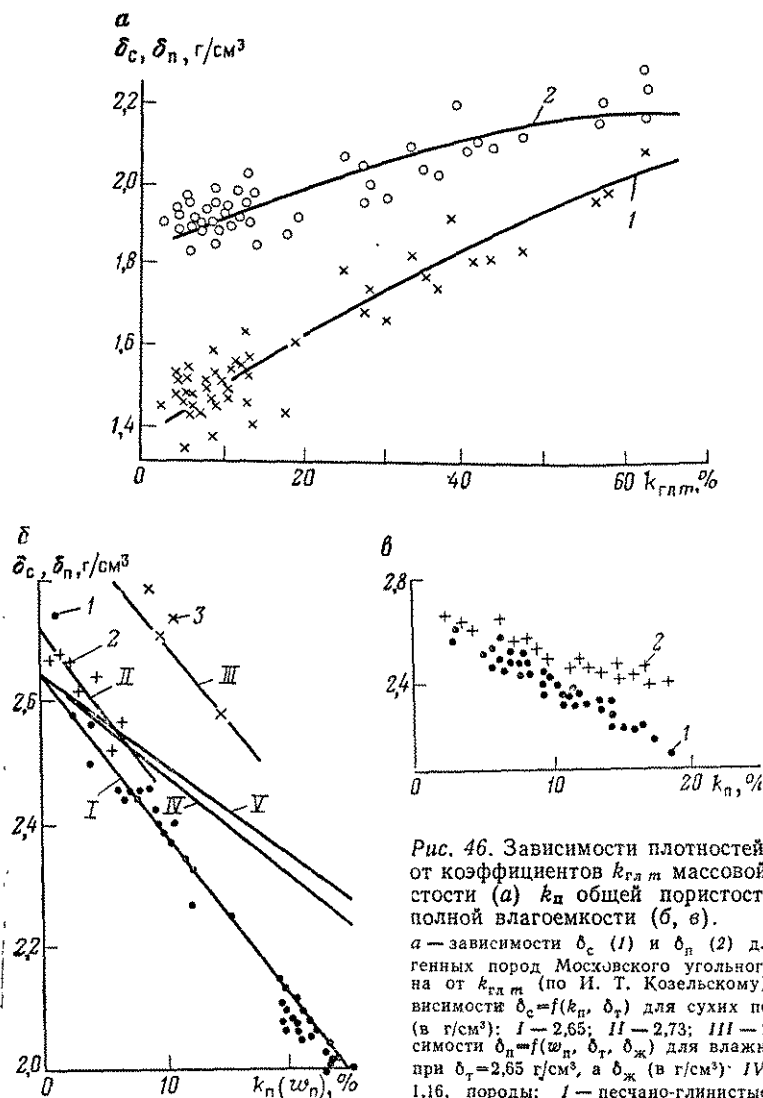


Рис. 46. Зависимости плотностей δ_c и δ_n от коэффициентов $k_{г\lambda m}$ массовой глинистости (а) k_n общей пористости и w_n полной влагоемкости (б, в).

а — зависимости δ_c (1) и δ_n (2) для терригенных пород Московского угольного бассейна от $k_{г\lambda m}$ (по И. Т. Козельскому); б — зависимости $\delta_c = f(k_n, \delta_T)$ для сухих пород с δ_T (в $г/см^3$): I — 2,65; II — 2,73; III — 2,9; зависимости $\delta_n = f(w_n, \delta_T, \delta_{ж})$ для влажных пород при $\delta_T = 2,65$ $г/см^3$, а $\delta_{ж}$ (в $г/см^3$): IV — 1; V — 1,16, породы: I — песчано-глинистые; 2 — известняки; 3 — сидеритово-обломочные; в — зависимости δ_c (1) и δ_n (2) от k_n для песчаников и алевролитов доживетских отложений площадей Башкирии и Татарии (по данным, полученным в лаборатории петрофизики МИНХИГП)

коэффициента $k_{пр}$ их проницаемости (рис. 45). Значение плотностей δ_c сухих и δ_n влажных пород также уменьшается с уменьшением коэффициента $k_{г\lambda m}$ их глинистости (рис. 46). Эти связи обусловлены тем, что как δ_c , так и $k_{пр}$, а также $k_{г\lambda m}$ в значительной степени зависят от коэффициента k_n .

§ 18. МАКСИМАЛЬНО ВЛАЖНЫЕ ПОРОДЫ

Плотность δ_n максимально влажных высокопористых пород выше их плотности δ_c . Плотности δ_n и δ_c низкопористых пород различаются незначительно. Графики зависимости $\delta_n = f(w_n)$ более пологие, чем графики зависимости $\delta_c = f(k_n)$. Это хорошо согласуется с плотностными различиями воды и воздуха.

Плотность δ_n максимально влажных пород может быть легко определена по формуле (3) или специальным палеткам, если известны коэффициент полной влагоемкости w_n , плотность δ_c и плотность δ_v воды. Плотность нефтенасыщенных пород ниже плотности максимально влажных пород, так как плотность нефти меньше плотности воды; она может быть определена по формуле (4), если известны плотности δ_c , δ_v и δ_n — соответственно сухой породы, воды и нефти, коэффициенты пористости k_n и водонасыщенности $k_v = (1 - k_n)$.

В связи с тем что коэффициент пористости обломочных пород зависит от их минерального состава, формы обломков, степени их отсортированности и уплотненности, от этих особенностей пород зависит также и плотность пород.

§ 19. ПЛОТНОСТЬ ОСАДОЧНОГО ПОКРОВА ЗЕМНОЙ КОРЫ

Плотности δ_c и δ_n отдельных типов песчаных, алевритовых, глинистых, известковых и других групп осадочных пород увеличиваются с глубиной их залегания и возрастом (рис. 47, а, б). Это связано в основном с необратимым постседиментационным уменьшением их пористости. Значения плотностей отдельных типов осадочных пород на определенной глубине могут быть приближенно оценены по следующим формулам [7]:

$$\delta_{c,cr} = \delta_r (1 - k_{nmax} \cdot 10^{-2} e^{-0,045H/H_0}).$$

и

$$\delta_{n,cr} = \delta_r + k_{nmax} \cdot 10^{-2} e^{-0,045H/H_0} (1 - \delta_r),$$

где H — глубина залегания изучаемой породы; H_0 — глубина, от которой начинается определение, равная 0,1 км для написанных

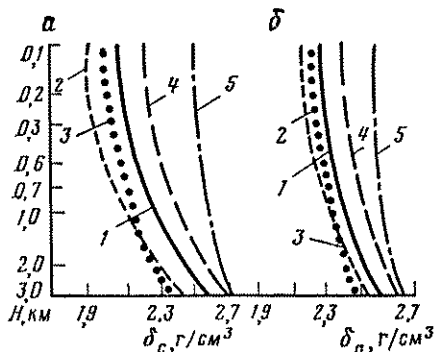


Рис. 47. Зависимости δ_c (а) и δ_n (б) газо- и водонасыщенных осадочных пород от глубины их залегания H (Русская платформа [по М. Л. Озерской и С. Г. Семеновой]).

1 — глина; 2 — алеврит; 3 — песчаник; 4 — мергель; 5 — известняк

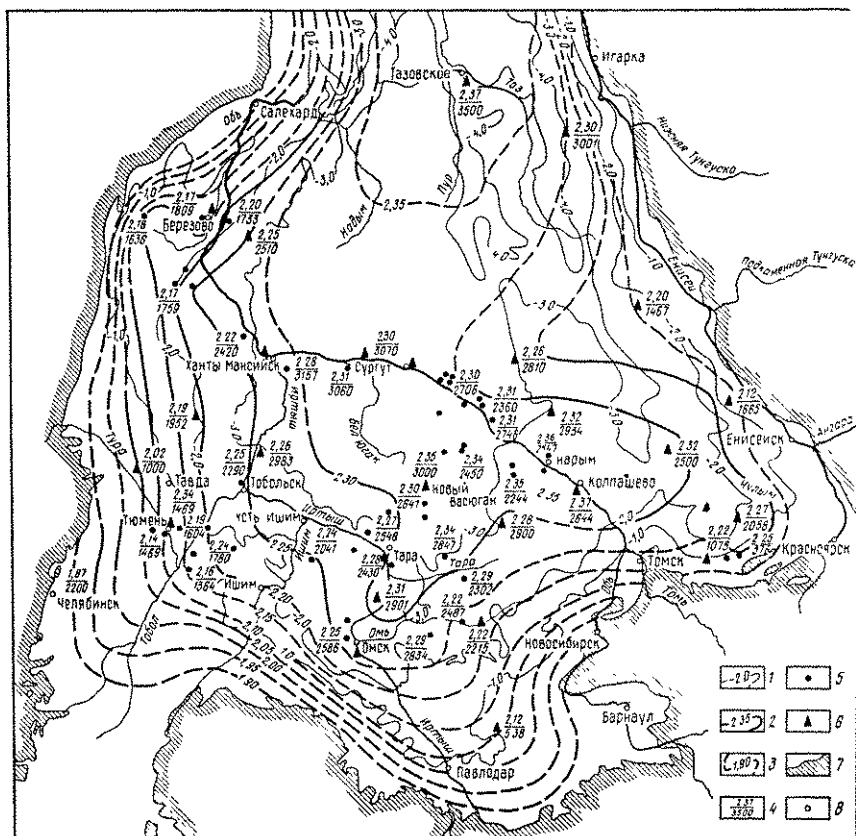


Рис. 48. Карта плотности δ_p горных пород мезозойско-кайнозойского чехла Западно-Сибирской плиты (составили Н. А. Туезова и Н. И. Брюзгина [43], упрощена В. Н. Кобрановой).

1 — изогипсы по кровле фундамента; 2 — изолинии плотности; 3 — изолинии плотности, проведенные недостаточно уверенно; 4 — значения (в числителе) средней плотности и (в знаменателе) средней мощности; скважины. 5 — разведочные; 6 — опорные; 7 — доюрский фундамент; 8 — населенные пункты

уравнений; $k_{п\max}$ — коэффициент начальной пористости — максимальное значение k_p данного типа породы (в %) вблизи от земной поверхности на глубине H_0 .

Начальное значение $k_{п\max}$ и значение δ_t на определенной глубине H обуславливаются первоначальным вещественным составом и структурой породы, тектоническим режимом региона в начальный геологический период и глубиной залегания пород. Характерные значения δ_t и $k_{п\max}$ установлены для 64 нефтегазоносных регионов СССР [34], и для них построены плотностные разрезы (см. рис. 47). Они отражают распределение значений плотности разнотипных осадочных пород в интервале их залегания (от 100 до 3000 м).

Установлены также определенные закономерности регионального площадного изменения средней плотности разновозрастных толщ, обусловленные изменением состава и структуры слагающих их пород.

Так, например, по данным Э. Э. Фотиади средняя плотность карбонатных палеозойских пород Русской платформы уменьшается с востока на запад, составляя $2,7 \text{ г/см}^3$ в восточных районах и $2,3 \text{ г/см}^3$ в центре этого региона. Эту закономерность объясняют уменьшением с востока на запад степени доломитизации пород. Значительная доломитизация известняков на востоке Русской платформы связывается с присутствием глубинных минерализованных вод и близостью к Уральской складчатой области. Установлен также характер изменения средней плотности пород мезо-кайнозойской толщи на территории Западно-Сибирской плиты. Схематические карты равной плотности различных типов пород и возрастных комплексов (рис. 48) свидетельствуют о том, что средняя плотность мезо-кайнозойской толщи возрастает от обрамления к центру (пористость убывает). Плотность осадочного чехла изменяется от $1,87 \text{ г/см}^3$ у западного обрамления низменности до $2,37 \text{ г/см}^3$ в ее центре; рост плотности к центру низменности объясняют ростом в том же направлении мощности и глубины залегания пород мезо-кайнозойского комплекса [43]. Согласно А. Т. Донабедову, средняя плотность песчано-глинистых пород угленосной толщи среднего карбона в пределах большого Донбасса уменьшается от $2,7 \text{ г/см}^3$ в его центре до $2,3 \text{ г/см}^3$ на его северной окраине. Такая закономерность является следствием возрастания к центру впадины мощности толщи, степени катагенеза пород и снижения их пористости. Со степенью метаморфизма связаны тип и состав углей. Такая же закономерность в изменении плотности установлена и для других угленосных районов.

Средняя плотность терригенных пород нередко уменьшается к своду локальных положительных структур в связи с тенденцией обломочных пород становиться в этом направлении грубее. К своду локальных структур обычно уменьшается глинистость обломочных пород и возрастают их отсортированность и пористость, что приводит к снижению плотности пород. Реже наблюдается обратная закономерность в распределении пористости и плотности в пределах рассматриваемых структур.

Понижение плотности терригенных пород к своду структур обнаружено [43] и в толще терригенных пород Западной Сибири. Это объясняют увеличением мощности кремнистых пород в своде структур. Уменьшение плотности в сводах структур обнаружено и в верхнетретичной зоне Апшеронского полуострова. Такую зональность объясняют фациальными особенностями этой толщи, но иногда и появлением в своде трещиноватости.

Плотность пород известково-магнезиальных положительных структур тесно связана с их положением на структуре. Обычно на своде структур развиты преимущественно известняки, а по

направлению к крыльям возрастает содержание доломитов, что способствует росту плотности.

Определенная закономерность в распределении плотности отмечается в карбонатно-глинистых толщах. При их образовании карбонатный материал размещается в повышенных, а глинистый — в пониженных участках палеорельефа дна. Это приводит к увеличению плотности на участках развития карбонатных пород.

Зональность в изменении плотности обнаружена для многих локальных структур Волго-Уральской провинции. Обычно к своду структур наблюдается уменьшение плотности карбонатных пород, связанные с возрастанием их трещиноватости. Можно было бы привести и другие примеры закономерного изменения плотности пород в пределах осадочного чехла земной коры.

Глава VII

ПРОНИЦАЕМОСТЬ

§ 20. АБСОЛЮТНАЯ ПРОНИЦАЕМОСТЬ

Свойство пород проводить жидкости, газы и их смеси при наличии градиента давления $\Delta p/l$ называется проницаемостью. Различают проницаемость абсолютную (физическую) и эффективные. Проницаемость абсолютная — проницаемость породы по отношению к сухому газу или однокомпонентной жидкости. Породы проводят за единицу времени тем большее количество Q сухого газа или однородной однокомпонентной жидкости, чем значительнее их сечение F , действующий градиент давления $\Delta p/l$ (l — длина объема породы) и меньше вязкость μ фильтрующего вещества.

Однако расход Q газа (или однокомпонентной жидкости) разных пород при заданных сечении, градиенте давления и вязкости неодинаков, что определяет коэффициент пропорциональности $k_{пр}$ в соотношении

$$Q = k_{пр} \frac{\Delta p F}{\mu l}, \quad (6)$$

названный коэффициентом проницаемости, который имеет размерность площади [L^2] и единицы измерения его в СИ — m^2 . До сих пор, однако, применяется внесистемная единица дарси (Д). Проницаемость в 1 Д имеет образец породы сечением 1 см^2 , длиной 1 см при градиенте давления в 0,1 МПа и вязкости однородного фильтрующегося вещества, равной 1 сПз; $1\text{ Д} \approx 10^{-12}\text{ м}^2 = 1\text{ мкм}^2$, а $1\text{ мД} \approx 1\text{ фм}^2$. Коэффициент $k_{пр}$ абсолютной проницаемости пород по воде ниже, чем по газу, так как известная доля порового объема влажных пород занята прочно- и рыхлосвязанной водой, водой тупиковых и очень тонких капилляров с меньшей, чем у свободной воды, или вовсе отсутствующей подвижностью.

Различие в значениях рассматриваемых коэффициентов особенно велико при фильтрации через глинистые породы пресных вод. Коэффициент газопроницаемости пород изменяется в широких пределах от $<0,001\text{ фм}^2$ до $>5000\text{ мкм}^2$.

§ 21. АНАЛИТИЧЕСКИЕ СВЯЗИ МЕЖДУ КОЭФФИЦИЕНТОМ АБСОЛЮТНОЙ ПРОНИЦАЕМОСТИ И СТРУКТУРНЫМИ ХАРАКТЕРИСТИКАМИ ПОРОД

Представим себе образцы породы как кубическую и гексагональную укладки сцементированных капилляров радиуса r и числом n на единицу площади сечения модели (рис. 49). Расход

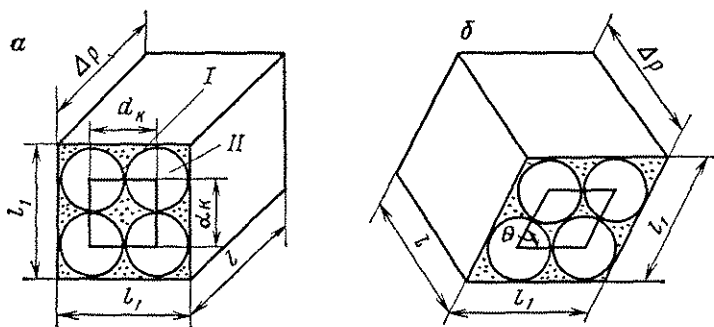


Рис. 49. Схемы простейших моделей образцов пород.

Укладка цилиндрических капилляров: *a* — кубическая; *б* — гексагональная; *I* — твердая фаза моделей; *II* — капилляры, заполненные фильтрующимся агентом; *l*₁ — грани модели с размерами, равными единице; θ — угол ромба или куба, образованного соединением центров капилляров

сухого газа или однородной жидкости через такие наипростейшие среды сложится из расходов фильтрующегося агента в отдельных капиллярах. Пусть фильтрация через капилляры подчиняется закону Пуазейля. Тогда истинная скорость v_n движения фильтрующегося агента (жидкости или газа) в капилляре

$$v_n = \frac{d_k^2 \Delta p}{32 \mu l}, \quad (7)$$

а расход (объемная скорость течения) ее через один капилляр с диаметром d_k

$$Q' = \frac{\pi d_k^4 \Delta p}{4 \cdot 32 \mu l}.$$

Расход жидкости через n капилляров будет

$$Q = n \frac{\pi d_k^4 \Delta p}{4 \cdot 32 \mu l}.$$

Так как для модели на рис. 49, *a*

$$k_{\Pi} = \frac{n F \pi d_k^2}{4 F'} = \frac{n \pi d_k^2}{4}.$$

и

$$k_{\Pi} = \frac{\pi d_k^2}{4 d_k^2} = \frac{\pi}{4},$$

то

$$n = \frac{4 k_{\Pi}}{\pi d_k^2} = \frac{4 \pi}{4 \pi d_k^2} = \frac{1}{d_k^2};$$

$$Q = \frac{1}{d_k^2} \frac{\pi d_k^4 \Delta p}{4 \cdot 32 \mu l} = \frac{\pi d_k^2 \Delta p}{128 \mu l}. \quad (8)$$

Приравнявая правые части уравнений (6) и (8) при $F=1$, получаем

$$k_{\Pi p} = \frac{\pi d_k^2}{32 \cdot 4}.$$

Для гексагональной укладки капилляров (при $\theta=60^\circ$)

$$k_n = \pi / (4 \sin \theta);$$

$$n = \frac{\pi / (4 \sin 60)}{\pi d_k^2 / 4} = \frac{1}{d_k^2 \sin 60};$$

$$Q = \frac{1}{\sin 60 d_k^2} \frac{\pi d_k^4 \Delta p}{4 \cdot 32 \mu l}.$$

а

$$k_{np} = \frac{\pi d_k^2}{27,67 \cdot 4}.$$

и

$$k_{np} = \frac{\pi d_k^2}{32 \cdot 4} = \frac{k_n d_k^2}{32} \quad \text{и} \quad k_{np} = \frac{k_n d_k^2}{27,7},$$

т. е. значения k_{np} зависят от характера укладки капилляров и пропорциональны квадрату их диаметра, а коэффициентом пропорциональности является k_n .

Усложним модель. Допустим, что цилиндрический образец породы сечением S и длиной l (рис. 50, а) можно разбить на n структурных элементов длиной l и сечением ω_i так, что внутри каждого из них есть фильтрующий канал с изменяющимся сечением ω_{ki} и длиной l_{ki} .

Отождествим элемент со среднестатистическим сечением $\omega_{cp} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{i=n} \omega_i$, сечением канала $\omega_{k, cp} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{i=n} \omega_{ki}$ и длиной канала $l_{k, cp} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{i=n} l_{ki}$ с отрезком «трубы» (рис. 50, б). Покажем, что к этой «трубе» после преобразования приложимо уравнение Пуазейля (7) для круглой трубы (рис. 50, в).

Приведение (7) к виду, годному для труб с любой формой сечения, производится так: заменим в нем диаметр на гидравлический радиус $r_{гидр} = V_{тр} / S_{тр}$, где $V_{тр}$ — объем трубы и $S_{тр}$ — ее внутренняя боковая поверхность.

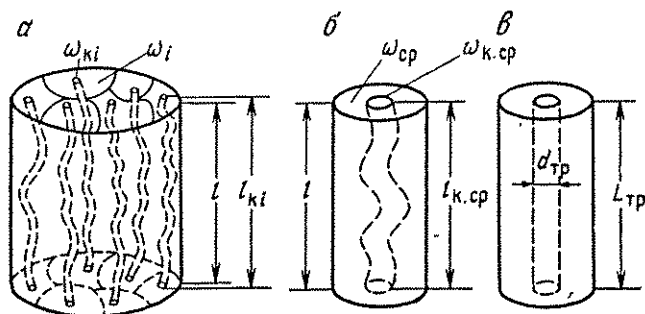


Рис. 50. Схема, поясняющая вывод уравнения Козени — Кармана.

а — образец породы с извилистыми порами; б — структурный элемент образца породы; в — отрезок круглой трубы

Для трубы круглого сечения

$$r_{\text{гидр}} = \frac{\pi r^2 L_{\text{тр}}}{2\pi r L_{\text{тр}}} = \frac{r}{2} = \frac{d}{4},$$

и, следовательно, $d = 4 r_{\text{гидр}}$.

После замены d на $r_{\text{гидр}}$ уравнение (7) будет иметь вид

$$v_{\text{и}} = \frac{r_{\text{гидр}}^2}{2} \frac{1}{\mu} \frac{\Delta p}{L_{\text{тр}}}.$$

Расчеты и опыт показывают, что близкими к последнему будут уравнения и для труб любого сечения. Они отличаются постоянным множителем в знаменателе, значение которого изменяется от 2 до 3 и чаще всего близко к 2,5. Обозначим этот множитель в знаменателе, называемый постоянной Козени, f .

Отсюда

$$v_{\text{и}} = \frac{r_{\text{гидр}}^2 \Delta p}{f \mu L_{\text{тр}}} = \frac{v_{\text{тр}}^2 \Delta p}{f S_{\text{тр}}^2 \mu L_{\text{тр}}}.$$

Если элемент модели (см. рис. 50, б) имеет объем $V_{\text{с}} = 1$, то его $k_{\text{п. д}} = V_{\text{пор. д. ср}} / V_{\text{с}} = V_{\text{пор. д. ср}}$, где $V_{\text{пор. д. ср}}$ — средний объем фильтрующего канала.

Обозначив его боковую поверхность $S_{\text{ф в}}$, получим

$$v_{\text{и}} = \frac{k_{\text{п. д}}^2 \Delta p}{S_{\text{ф в}}^2 l_{\text{к. ср}} \mu f}. \quad (9)$$

Учитывая, что $v_{\text{и}}$ должна быть во столько раз больше скорости фильтрации $v_{\text{ф}} = k_{\text{пр}} \Delta p / \mu l$, во сколько раз сечение $\omega_{\text{ср}}$ больше сечения $\omega_{\text{к. ср}}$, можно написать:

$$v_{\text{и}} = \frac{\omega_{\text{ср}}}{\omega_{\text{к. ср}}} v_{\text{ф}} = \frac{\omega_{\text{ср}}}{\omega_{\text{к. ср}}} k_{\text{пр}} \frac{\Delta p}{\mu l},$$

но так как

$$k_{\text{п. д}} = \frac{\omega_{\text{к. ср}} l_{\text{к. ср}}}{\omega_{\text{ср}} l},$$

и

$$\frac{\omega_{\text{ср}}}{\omega_{\text{к. ср}}} = \frac{l_{\text{к. ср}}}{k_{\text{п. д}} l},$$

то

$$v_{\text{и}} = k_{\text{пр}} \frac{\Delta p l_{\text{к. ср}}}{\mu l^2 k_{\text{п. д}}}. \quad (10)$$

Приравнивая правые части уравнений (9) и (10), получаем

$$\frac{k_{\text{п. д}}^2 \Delta p}{f S_{\text{ф в}}^2 \mu l_{\text{к. ср}}} = \frac{k_{\text{пр}} \Delta p l_{\text{к. ср}}}{\mu l^2 k_{\text{п. д}}},$$

но $l_{\text{к. ср}} / l = T_{\text{г}}$ — гидравлическая извилистость. Отсюда

$$k_{\text{пр}} = \frac{k_{\text{п. д}}^3}{S_{\text{ф в}}^2 T_{\text{г}}^2 f}. \quad (11)$$

Следовательно, по Козени — Карману, в основу теории которых положена модель, достаточно близкая к реальным породам, коэффициент $k_{пр}$ проницаемости пропорционален кубу коэффициента k_n динамической пористости и находится в обратной связи с квадратами удельной поверхности $S_{ф\ v}$ фильтрации и гидравлической извилистости T_r , а также с коэффициентом f , учитывающим форму поровых каналов. Покажем далее, что коэффициент

$$k_{пр} = F(k_{во}, \tau_{ср}, k_n, T_r \text{ и } f).$$

Здесь $k_{во}$ — коэффициент водонасыщения породы остаточной водой и $\tau_{ср}$ — толщина ее пленки.

Представим себе, что в каждом из извилистых поровых каналов модели находится не только свободная вода, но и пленка связанной воды толщиной $\tau_{ср}$ и содержанием $k_{во}$. Тогда справедливо следующее:

$$\tau_{ср} S_{ф\ v} = k_{во} k_n.$$

Отсюда

$$S_{ф\ v}^2 = k_{во}^2 k_n^2 / \tau_{ср}^2.$$

Подставив в формулу (11) вместо $k_{п.д}$ произведение $k_n (1 - k_{во})$ и вместо $S_{ф\ v}^2$ отношение $k_{во}^2 k_n^2 / \tau_{ср}^2$, получим

$$k_{пр} = \frac{(1 - k_{во})^3 \tau_{ср}^2 k_n}{k_{во}^2 T_r^2 f} = \frac{(1 - k_{во})^3 k_n}{k_{во}^2 (T_r / \tau_{ср})^2 f}. \quad (12)$$

Это соотношение определяет характер зависимости $k_{пр}$ от величин $k_{во}$, k_n , T_r , $\tau_{ср}$ и f , в совокупности определяющих объем подвижной жидкости породы, силы, удерживающие ее в порах, и средние траектории отдельных струй фильтрующегося компонента.

Так как для определенного типа отложений $f \approx \text{const}$, $T_r = \text{const}$, $\tau_{ср} \approx \text{const}$, то $k_{пр}$ должен в основном изменяться в зависимости от коэффициентов k_n и $k_{во}$. Связанная вода тем значительнее снижает $k_{пр}$, чем выше коэффициент насыщения породы остаточной водой.

Проницаемость пород из примерно однородных по форме обломков снижается с уменьшением их поперечных размеров и с уменьшением коэффициента пористости. Характер зависимости $k_{пр}$ от d_3 и k_n легко показать так.

Если однородные сферические зерна имеют кубическую укладку, то ее коэффициент пористости

$$k_n = (d_3^3 - \pi d_3^3 / 6) / d_3^3 = 1 - \pi / 6, \quad (13)$$

а удельная поверхность

$$S_v = \pi d_3^2 / d_3^3 = \pi / d_3. \quad (14)$$

Из уравнений (13) и (14) можно получить следующее:

$$S_V = 6(1 - k_n)/d_a.$$

Так как

$$S_V^2 = k_n^3/k_{np} f T_r^2,$$

$$k_{np} = k_n^3 d_a^2 / 36 (1 - k_n)^2 T_r^2 f. \quad (15)$$

Следовательно, коэффициент проницаемости сухих газонасыщенных пород находится в степенной зависимости от среднего диаметра их зерен и возрастает с увеличением коэффициента пористости.

§ 22. ЗАВИСИМОСТЬ КОЭФФИЦИЕНТА АБСОЛЮТНОЙ ПРОНИЦАЕМОСТИ ОТ РАЗЛИЧНЫХ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ВЕЛИЧИН ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ

Опытные данные подтверждают: 1) рост коэффициента проницаемости с увеличением квадрата среднего радиуса (диаметра) капилляров (рис. 51), 2) связи для различных типов осадочных отложений — прямые между коэффициентами k_{np} и k_n (рис. 52), 3) обратные — между k_{np} и S_V (см. рис. 51, кривая 2); k_{np} и T_r (рис. 53). Эти связи не тесные. Первая из них не учитывает различие отдельных образцов пород по удельному поровому объему, вторая — сопротивление поровых каналов потоку фильтрующей жидкости, третья — удельный объем или также поверхность поровых каналов; 4) достаточно тесные зависимости прослеживаются между k_{np} , k_n и S_V (рис. 54), которые связаны уравнением

$$k_{np} = A k_n^a / S_V^b,$$

где $a \approx 3$; $b \approx 3$; A — постоянная величина для определенного типа отложений, равная примерно 10^2 (при измерении k_n в %); 5) обратные связи между k_{np} и $k_{во}$ ($k_{во}$ — коэффициент остаточного водонасыщения) (рис. 55) и более тесную — между k_n , $\lg k_{np}$ и $k_{во}$.

Определяющими значения k_{np} осадочных пород являются также состав их фаз, форма, гранулометрический состав зерен и его статистические характеристики (медианный и эффективный диаметры, коэффициенты однородности и отсортированности), удельное содержание глинистого и глинистого растворимого цементирующего компонента. Перечисленные особенности и свойства пород обуславливают межфазное взаимодействие в порках пород, их удельную объемную поверхность S_V , общий k_n и открытый $k_{по}$ удельный объем пор, состав пор этих сред и его статистические характеристики, удельную объемную концентрацию глинистого $k_{г\lambda m}$, растворимого $k_{ц}$ и глинистого растворимо-

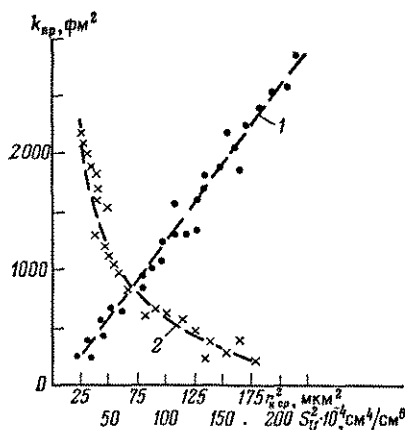


Рис. 51. Зависимости коэффициента $k_{пр}$ газопроницаемости от квадрата среднего радиуса $r_{к.ср}^2$ поровых каналов (1) и квадрата удельной объемной S_v^2 (2) для слабосцементированных песчаников и алевролитов пласта Д₁ Туймазинского нефтяного месторождения (по А. А. Болотову, Б. А. Белинскому, Л. Л. Синему).

Разрез скв. 1397, интервал глубин 1650,8—1923,9 м; $k_{пр}=200+2000$ фм²; $k_n=20+26\%$; $r_{к.ср}=5+15$ мкм; $S_v=500+1400$ см⁻³

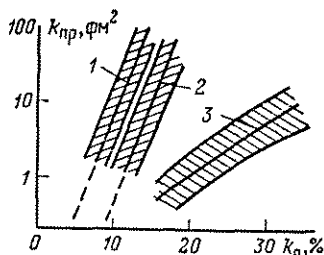


Рис. 52. Соотношение между коэффициентами $k_{пр}$ и k_n проницаемости и пористости для известковых отложений различного типа.

1 — известняк оолитовый смаквер, Магнолия; 2 — кристаллический с вторичной пористостью известняк сен андрес, Вессен; 3 — девонский меловидный известняк крокет, Техас; заштрихованы области возможного разброса точек

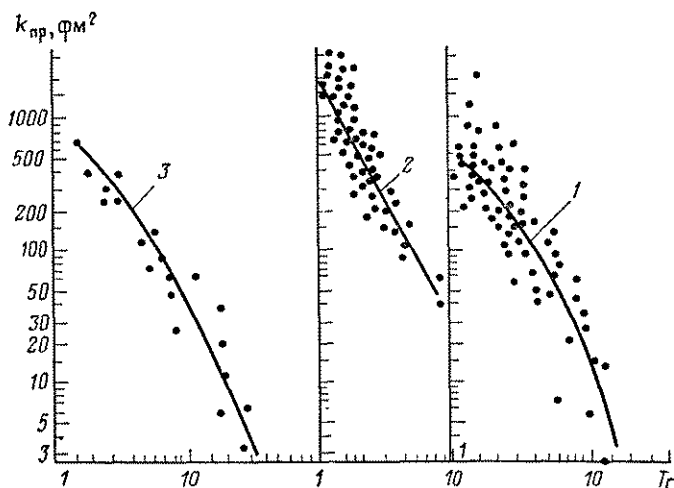


Рис. 53. Зависимость коэффициента $k_{пр}$ проницаемости от извилистости T_r песчано-алевритовых пород (по О. А. Черникову и А. И. Куренкову).

Месторождения: 1 — Узень (XVII горизонт); 2 — Мухановское (пласт С₁); 3 — Туймазинское (пласт Д₁); $T_r = k_n/k_{н.эф}$; коэффициент эффективной пористости определен по шлам-фам: $k_{н.эф} = (F - F_1)/F$, где F , F_1 — площади соответственно всего шлама и занятая зернами и цементом

Рис. 54. Зависимости отношения k_n^3/k_{np} от удельной объемной S_v поверхности. 1 — песчаники и алевролиты Грозненского района (по А. М. Нечаю); 2 — пески и алевролиты нижнего отдела продуктивной толщи месторождения Нефтяные Камни (по Ф. И. Самедову и Л. А. Буряковскому)

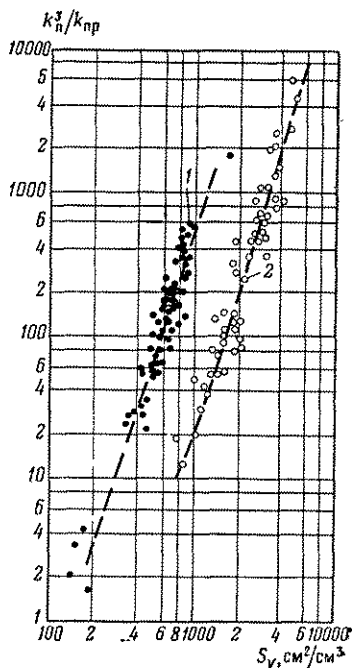
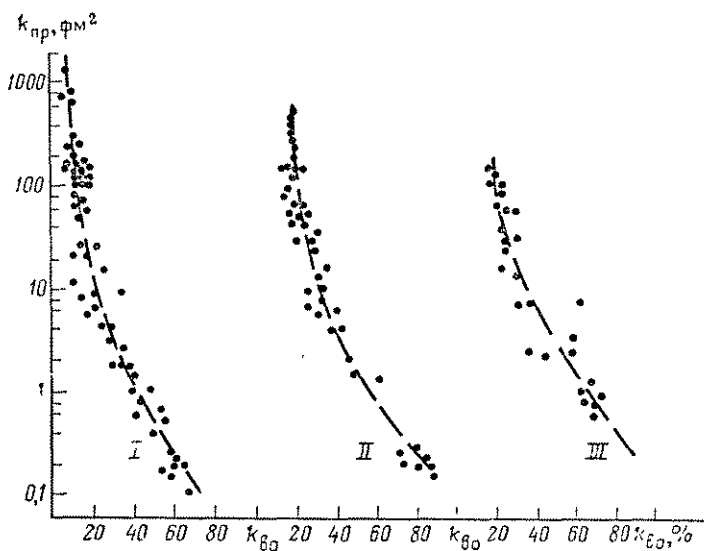


Рис. 55. Зависимости коэффициента k_{np} газопроницаемости от коэффициента k_{ao} остаточного водонасыщения для различных по происхождению и структуре карбонатных пород (по Б. И. Тульбовичу). Известняки: I — биоморфные; II — ступковые и комковатые; III — детритовые, шламо-детритовые



го $k_{г.л.ц}$ компонента, удельное объемное заполнение пор связанной и остаточной водой.

На коэффициент водопроницаемости пород значительно влияют также состав их воды и обменный комплекс твердой фазы, определяющие структуру ДЭС и толщину пленки связанной во-

Т а б л и ц а 6. Фильтрующие свойства основных типов горных пород

Группа пород по проницаемости	Основные виды пород	Коэффициент проницаемости, мкм ²
I (очень высокая)	1. Галечники и гравий без заполнителя (промытые) 2. Глыбы и щебень в осыпях и обвалах без заполнителя 3. Сильно закарстованные 4. Неовулканические преимущественно базальты, андезитобазальты и андезиты 5. Сильно трещиноватые интрузивные гнейсы и кристаллические сланцы	>5000 (500—5000) >500 (500—10000) >100 (100—5000) (100—2000) >100 (иногда до 1500)
II (высокая)	1. Галечник и гравий с заполнителем разнозернистым песком; песчано-галечные отложения, грубозернистые пески 2. Чистые разно- и среднезернистые пески 3. Закарстованные 4. Трещиноватые магматические (интрузивные и древние эффузивные), гнейсы и кристаллические сланцы 5. Кавернозные доломиты и известняки	 20—100 10—80 10—100 10—50 10—100
III (средняя)	1. Галечники и гравий с заполнителем мелко- и среднезернистым песком 2. Пески мелко- и среднезернистые 3. Пористые сцементированные (песчаники, гравелиты, конгломераты и т. п.) 4. Слабозакарстованные и палеокарстовые 5. Трещиноватые интрузивные, древние эффузивные и метаморфические со средней интенсивностью трещиноватости 6. Трещиноватые обломочные, сцементированные	 1—10 1—10 1—10 1—10 1—10 1—10
IV (низкая)	1. Пески тонкозернистые, пылеватые и глинистые, легкие супеси 2. Пористые сцементированные (алевролиты, песчаники и т. д.) 3. Слаботрещиноватые магматические, метаморфические и осадочные 4. Антрацит и сухие каменные угли	 0,1—1,0 0,1—1,0 0,1—1,0 0,1—1,0

Коэффициент фильтрации ¹ , м/с	Коэффициент пористости, %	Основные закономерности фильтрующих свойств
>350 (350—3500)	25—30	Проницаемость по площади распространяется обычно постоянно
>350 (350—6500)	20—35	Проницаемость постоянная
>70 (70—3500)	2—15	Проницаемость очень непостоянная и уменьшается с глубиной
70—1300	2—25	Проницаемость обусловлена первичными трещинами отдельности и нередко также кавернозностью; довольно постоянная в плане и разрезе
>70	1—5	Проницаемость очень непостоянная, достигает максимума в зоне разгрузки, а также в зонах молодых разломов, быстро уменьшается с глубиной, гнейсы и кристаллические сланцы имеют хорошо выраженную фильтрационную анизотропию
15—70	25—35	Проницаемость непостоянная, часто имеют место слоистость и фильтрационная анизотропия
7,0—55	25—35	То же
7,0—70	1—8	Проницаемость очень непостоянная, уменьшается с глубиной
7,0—35	0,5—2,0	Аналогичные закономерности пород по группе I и п. 5; на глубине проницаемость низкая
7,0—70	2—20	Проницаемость непостоянная, уменьшается с глубиной
0,7—7,0	25—30	Проницаемость непостоянная; у слоистых отложений фильтрационная анизотропия
0,7—7,0	25—40	То же
0,7—7,0	6—20	Проницаемость часто довольно постоянная; возможна фильтрационная анизотропия
0,7—7,0	0,5—1,0	Проницаемость очень непостоянная, обычно у палеокарстовых пород
0,7—7,0	0,2—0,5	Аналогичны закономерностям пород гр. II, п. 4
0,7—7,0	0,2—2,0	Проницаемость непостоянная, уменьшается на глубине; у слоистых толщ фильтрационная анизотропия
0,07—0,7	25—40	Аналогичны закономерностям пород гр. III, п. 2
0,07—0,7	5—20	Аналогичны закономерностям пород гр. III, п. 3
0,07—0,7	0,1—1,0	Проницаемость непостоянная, на небольшой глубине уменьшается почти до нуля
0,07—0,7	0,1—1,0	Возможна небольшая фильтрационная анизотропия

Группа пород по проницаемости	Основные виды пород	Коэффициент проницаемости, мкм ²
V (весьма низкая)	5. Слаборазложившийся торф	0,1—1,0
	6. Лёсс, лёссовидные суглинки	0,1—1,0
	1. Суглинки, тяжелые супеси	0,01—0,1
	2. Сланцы песчано-глинистые хлоритовые горючие и др., филлиты	0,01—0,1
	3. Плотносцементированные обломочные с небольшой пористостью (алевролиты, песчаники, песчаные сланцы и т. п.)	0,01—0,1
VI (близкая к нулю)	4. Различные очень слаботрешиноватые	0,01—0,1
	5. Хорошо разложившийся торф	0,01—0,1
	1. Глины, мергелистые глины, аргиллиты, тяжелые суглинки	<0,01
	2. Галлоидные соли, гипс, ангидрит глубже верхней трещиноватой и закарстованной зоны	~0
	3. Различные скальные и полускальные глубже верхней трещиноватой зоны	<0,01

¹ Определен для пресной воды при температуре 10 °С. Значения коэффициента

ды. Коэффициент проницаемости минимален, если в слое противоионов преобладает ион натрия. Тогда в порах породы много связанной воды и сечение фильтрующих пор сильно снижено. При кальциевых диффузных слоях $k_{пр}$ коллектора больше, так как меньше набухание их глинистой части.

Характер снижения $k_{пр}$ с уменьшением медианного диаметра $d_{з.м}$ зерен песчано-глинистых пород иллюстрируется не только рис. 56, но и данными табл. 6. Скорость роста проницаемости с увеличением диаметра частиц неодинакова. Это связано с особенностями коэффициентов пористости, формы и извилистости пор, минерального состава пород неодинаковых отложений. Значения $k_{пр}$ уменьшаются с ухудшением степени отсортированности и увеличением сцементированности пород (рис. 57).

При постоянном коэффициенте пористости проницаемость пород определяется в основном абсолютным или относительным содержанием в их поровом пространстве глинистой или глини-

Коэффициент фильтрации ¹ , м/с	Коэффициент пористости, %	Основные закономерности фильтрующих свойств
0,07—0,7	50—70	Весьма высокая влагоемкость; наблюдается довольно высокий начальный градиент
0,007—0,07	25—50	Макропористость, фильтрационная анизотропия; проницаемость часто довольно постоянная
0,007—0,07	25—50	Проницаемость может быть довольно постоянная на площади распространения пород
0,007—0,07	2—4	Фильтрационная анизотропия часто значительная; проницаемость с глубиной быстро уменьшается почти до нуля
0,007—0,07	8—10	Аналогичны закономерностям пород гр. IV, п. 2
0,007—0,07	0,01—0,1	Проницаемость уменьшается почти до нуля на очень небольшой глубине
0,007—0,07	100—150 и более	Очень большая влагоемкость; высокий начальный градиент
<0,005	15—45	Проницаемость часто непостоянная в направлении, нормальном к напластованию
~0	~0	Проницаемость становится равной нулю вследствие смыкания трещин и других пор под влиянием геостатического и тектонического давлений
<0,05	<0,01	Аналогичны закономерностям пород гр. V, п. 4

фильтрации округлены.

сто-растворимой компоненты. Она становится тем меньше, чем больше в породе последней.

Резкое вначале снижение проницаемости при возрастании в породе глинисто-растворимой компоненты (см. рис. 57) объясняется одновременным уменьшением пористости и увеличением удельной поверхности. Это снижение затем становится менее интенсивным, когда объем цементирующего материала превысит объем между крупными зернами породы и пористость начнет возрастать.

На изменение $k_{пр}$ с ростом содержания цемента влияет его минеральный состав. Коэффициент $k_{пр}$ кварцевых песков снижается резче и быстрее достигает значений, близких к нулевым, если они цементируются монтмориллонитом, а не менее набухающим каолинитом (см. рис. 57, б).

Так как плотность δ_c и коэффициент $k_{пр}$ проницаемости пород во многом определяются коэффициентом k_n их пористости,

Рис. 56. Зависимости коэффициента $k_{пр}$ проницаемости песчано-глинистых пород от медианного диаметра $d_{3,м}$ зерен песчанников (а) [по М. К. Калинин] и полимиктовых песчанников и алевролитов (б) [данные Главтоменгеологии]

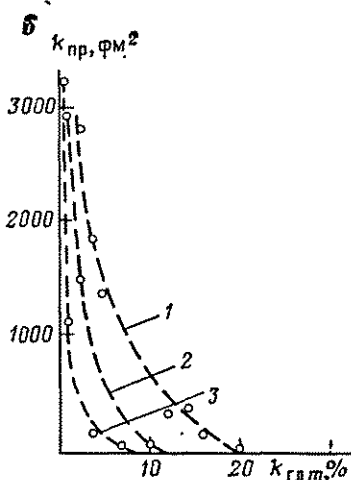
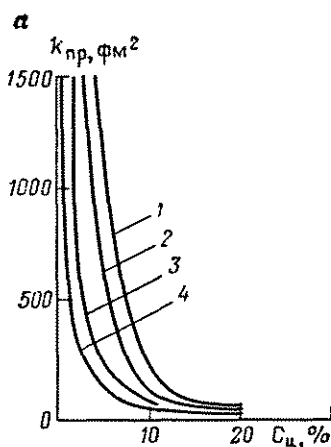
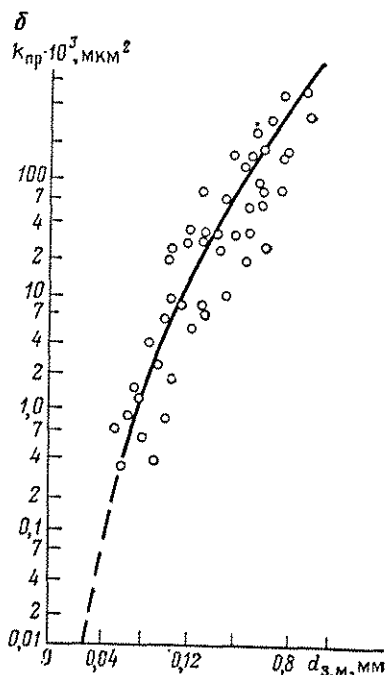
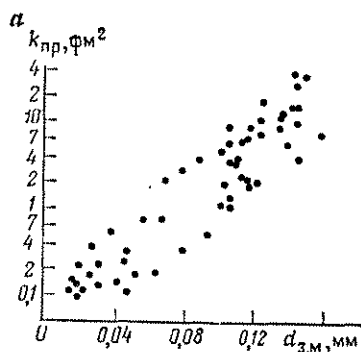


Рис. 57. Зависимости коэффициента $k_{пр}$ проницаемости от содержания в породах разнородного $C_{ц}$ и глинистого $k_{глит}$ цемента.

а — для различных песчано-глинистых отложений (по А. А. Ханину и Н. В. Смирновой); песчанники: 1 — средне- и мелкозернистые доживетского возраста Пачелмы; 2 — мелкозернистые угерской свиты Бильче-Волицы; 3 — мелкозернистые свиты Горячего ключа Ставрополя; 4 — мелкозернистые угленосной свиты Арчеды; б — для кварцевых песков (по М. А. Федоровой); глина: 1 — каолиновая; 2 — полимиктовая; 3 — монтмориллонитовая

между этими величинами иногда наблюдается довольно тесная связь. Таким образом, $k_{пр}$ зависит от происхождения и условий последующей жизни пород, поскольку они определяют первоначальный характер порового пространства и его изменение со временем.

§ 23. ПРОНИЦАЕМОСТЬ ТРЕЩИНОВАТЫХ ПОРОД

У этих пород различают межгранулярную и трещинную проницаемости.

Трещинная проницаемость сланцев, известняков, доломитов, алевролитов и песчаников, изменяющаяся от 15 до 40 фм², намного больше межгранулярной, не превышающей обычно 0,1 фм².

Для расчета коэффициента трещинной проницаемости $k_{пр}$ может быть использована формула

$$k_{пр} = 8,45 \cdot 10^6 b^2 k_n,$$

где b — раскрытость трещин, мкм; $k_n = Tb$ — коэффициент трещинной пористости (здесь T — объемная плотность трещин, м²/м³), %.

Определяют также трещинную проницаемость в больших шлифах под микроскопом. При использовании этого способа получают: 1) раскрытость b (в мкм) микротрещин по измерениям в шлифе, 2) суммарную длину l (в см) микротрещин в шлифе, 3) площадь шлифа $S_{ш}$ (в см²).

Коэффициент трещинной проницаемости $k_{пр}$ рассчитывают также по формуле

$$k_{пр} = Ab^3l/S_{ш} = (A/B) b^2 k_n,$$

где $k_n = Bbl/S_{ш}$; A и B — числовые коэффициенты, принимающие в зависимости от геометрии систем трещин различные значения.

Для косвенной оценки $k_{пр}$ применяют величину $L = 1/\Gamma$, где Γ — густота трещин — число трещин на единицу длины перпендикуляра, восстановленного к плоскости трещин в шлифе. Параметр Γ рассчитывают по определенным в шлифе суммарной длине (протяженности) l трещин, секущих шлиф, и площади $S_{ш}$ с использованием формулы: $\Gamma = Cl/S_{ш}$, где C — числовой коэффициент, принимающий в зависимости от геометрии систем трещин разные значения.

Так как раскрытость трещин у литологически различных трещинных пород примерно постоянна (14—15 мкм), то расстояние между трещинами L может служить для примерной оценки проницаемости пород. Это расстояние изменяется от 8 до 140 мкм. Соответственно изменяется и проницаемость трещиноватых пород; последняя равна, например, 0,5 фм² для доломитов с $L = 14$ см и 24 фм² для мергелей с $L = 0,8$ см.

§ 24. КЛАССИФИКАЦИИ ПОРОД ПО КОЭФФИЦИЕНТУ ПРОНИЦАЕМОСТИ

По коэффициенту проницаемости горные породы подразделяются на проницаемые, полупроницаемые и практически непроницаемые.

К проницаемым относятся грубообломочные породы (галечники, гравий), слабо сцементированные и хорошо отсортированные песчано-алевритово-глинистые породы, кавернозные и особенно закарстованные и трещиноватые, известково-магнезиальные породы, трещиноватые магматические породы.

Поровое пространство проницаемых пород занимает, как правило, значительную часть объема породы (20, 30, 40% и более) и обычно сложено относительно небольшим числом сверхкапиллярных, крупнокапиллярных или капиллярных пор, часто равномерно распределенных по объему породы. Мало в этих породах связанной воды. Коэффициент проницаемости их варьирует от 10^{-2} до нескольких тысяч мкм².

К полупроницаемым относятся менее отсортированные глинистые пески, некоторые разновидности алевритов, песчаников и алевролитов, а также ряд карбонатных пород, в частности мелкотрещиноватые меловидные известняки и доломиты. Поровое пространство этих пород в большом объеме представлено субкапиллярными порами, содержание связанной воды повышенное. Коэффициент проницаемости от 10^{-4} до 10^{-2} мкм².

К практически непроницаемым относятся породы с $k_{пр} < 10^{-4}$ мкм²: глины, аргиллиты, глинистые сланцы, мергели с субкапиллярными порами, сильно сцементированные пески, песчаники и алевролиты, плотные мел и меловидные известняки, неветрелые кристаллические карбонаты и магматические породы, породы с закрытой пористостью и т. д.

Поровое пространство глин, меловидных известняков нередко достигает 50% от объема породы. У аргиллитов, сланцев, мергелей, кристаллических неветрелых карбонатов и магматических пород оно обычно не превышает 6—8%. Для некоторых пород (кристаллические неветрелые карбонаты и магматические породы) отсутствие проницаемости обусловлено изолированностью пор. Почти вся вода большинства пор связана и не может перемещаться при обычных в природе градиентах давлений. В направлении слоистости пород проницаемость выше, чем в направлении, перпендикулярном к ней (явление анизотропии).

Более развернутой является классификация пород, приведенная в табл. 6. Последняя охватывает практически все важнейшие типы пород и, разбивая их на шесть групп с определенными пределами изменения $k_{пр}$, k_f , k_n (k_f — коэффициент фильтрации, $k_{пр} = k_f \mu / \delta_a$), учитывает условия их залегания. Следует отметить, что эта классификация высокопродуктивные песчано-

глинистые нефтегазовые коллекторы относит к породам со средней и даже низкой, а не с весьма высокой проницаемостью, как это делают известные нефтяники.

§ 25. КЛАССИФИКАЦИЯ КОЛЛЕКТОРОВ ПО ИХ ВАЖНЕЙШИМ ХАРАКТЕРИСТИКАМ

Предложено несколько классификаций коллекторов по $k_{пр}$, k_n и другим характеристикам пород [2].

Классификация песчано-алевритово-глинистых коллекторов нефти и газа по А. А. Ханину используется чаще остальных. Она учитывает гранулометрический и поровый состав, содержание связанной воды, эффективные пористость и проницаемость.

В основу классификации положены зависимости коэффициента эффективной газопроницаемости от коэффициента эффективной пористости $k_{п.эф}$ для различных типов песчано-алевритово-глинистых коллекторов (рис. 58). По А. А. Ханину такие коллекторы подразделяются на шесть классов — каждый с различной проницаемостью и емкостью (табл. 7). Отдельные классы представляются четырьмя типами коллекторов с соответствующими эффективной газопроницаемостью (см. ниже) и пористостью.

Например, I класс коллекторов с очень высокой проницаемостью и емкостью представляют среднезернистые песчаники с $k_{пр.г} > 1 \text{ мкм}^2$ и соответствующим $k_{п.эф} > 17\%$ (см. рис. 58, кривая 4). Коллекторы этого класса можно найти и среди мелкозернистых песчаников. Однако из-за более сложной структуры порового пространства этих пород их $k_{п.эф}$ должен превышать 20% (см. рис. 58, кривая 3).

Еще большим должен быть коэффициент эффективной пористости $k_{п.эф}$ ($> 23,5\%$) крупнозернистых алевритовых коллекторов (см. рис. 58, кривая 2), чтобы обеспечить ту же проницаемость (1 мкм^2) при еще более сложном тонкозернистом и извилистом поровом пространстве породы, где и пути отдельных струй газа (или нефти) длиннее и силы, удерживающие газ (или нефть), в коллекторе больше. Самой значительной эффективной пористостью ($k_{п.эф} > 29\%$) для той же проницаемости (1 мкм^2) должны обладать мелкозернистые алевритовые коллекторы (см. рис. 58, кривая 1).

Песчаные коллекторы I класса содержат от 40 до 80% относительно крупных (с раз-

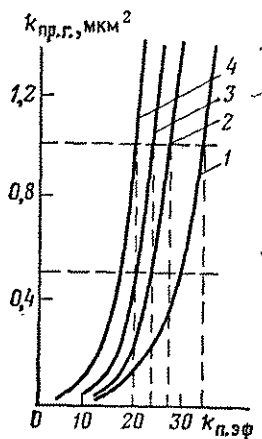


Рис. 58. Зависимость коэффициента $k_{пр.г}$ эффективной газопроницаемости от коэффициента $k_{п.эф}$ эффективной пористости для песчаных и алевритовых групп коллекторов (по А. А. Ханину).

Для коллекторов с преобладанием соответствующей фракции: 1 — алевритовой 0,05—0,01 мм (группа алевритовых мелкозернистых коллекторов); 2 — алевритовой 0,1—0,05 мм; 3 — мелкозернистой песчаной; 4 — среднезернистой песчаной.

Т а б л и ц а 7. Классификация песчано-алевритовых пород-коллекторов (по А. А. Ханину и М. И. Колосковой)

Класс коллектора	Группа коллекторов (по преобладанию гранулометрической фракции)	Коэффициент эффективной пористости, %	Размер основных фильтрующих пор, мкм	Содержание основных фильтрующих пор от объема всех пор, %	Суммарное содержание пор < 2 мкм от объема всех пор, %	Остаточная водонасыщенность от объема всех пор, %	Коэффициент проницаемости, мкм ²	Проницаемость и емкость коллектора
I	Песчаники среднезернистые	≥ 17	50—150	40—80	0—17	—	> 1	Очень высокие
	Песчаники мелкозернистые	≥ 20	20—100	40—80	0—20	5—25		
	Алевриты крупнозернистые	≥ 23,5	—	—	—	—		
	Алевриты мелкозернистые	≥ 30	—	—	—	—		
II	Песчаники среднезернистые	15—17	40—100	25—50	5—25	—	0,5—1	Высокие
	Песчаники мелкозернистые	18—20	18—60	36—60	5—30	10—35		
	Алевриты крупнозернистые	21,5—23,5	12—30	40—80	10—35	—		
	Алевриты мелкозернистые	26,5—30						
III	Песчаники среднезернистые	11—15	20—50	25—40	15—40	—	0,1—0,5	Средние
	Песчаники мелкозернистые	14—18	16—40	15—50	15—40	10—45		
	Алевриты крупнозернистые	16,8—21,5	10—30	25—65	20—45	—		
	Алевриты мелкозернистые	20,5—26,5						

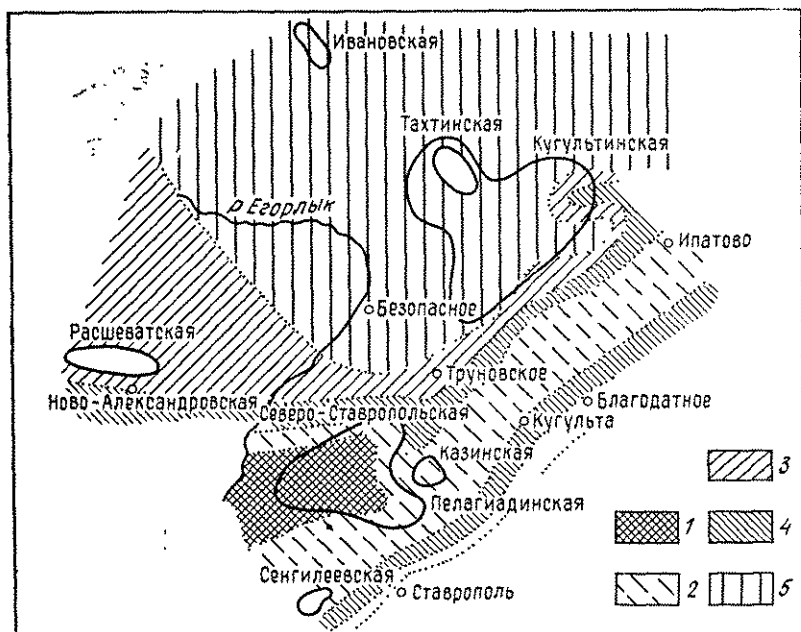


Рис. 59. Схема распространения коллекторов газа (по значениям $k_{пр.г}$ и $k_{п.эф}$), развитых в хадумском горизонте на территории Центрального Предкавказья (по А. А. Ханину).

$k_{пр.г}$ (в м^2) и $k_{п.эф}$ (в %): 1 — 100—1000 и 25; 2 — 100—1000 и 23; 3 — 10—500 и 19, 4 — 1,0—100 и 15; 5 — <5 и 13; $k_{п.эф} = k_{п.о} - k_{во.к.п.о}$.

мером от 20 до 150 мкм) основных фильтрующих пор, мало (от 0 до 20%) пор с размерами <2 мкм и немного (от 5 до 25%) связанной воды.

Коллекторы II класса с высокой проницаемостью в пределах от 0,5 до 1 мкм^2 также представлены четырьмя типами песчаных и алевритовых пород; пределы значений $k_{п.эф}$, как и для коллекторов I класса, оцениваются по соответствующим зависимостям $k_{пр.г} = f(k_{п.эф})$ (см. рис. 58 и табл. 7) и т. д.

Для коллекторов низкой проницаемости и емкости V класса характерны не только низкие значения $k_{п.эф}$ (см. табл. 7), но и относительно небольшое (от 20 до 50%) содержание основных фильтрующих пор малого (от 3 до 16 мкм) размера и значительное содержание пор с размерами <2 мкм и связанной воды (>50—95%).

Физическая проницаемость и пористость характеризуют качество коллекторов нефти и газа. В связи с этим определять $k_{пр}$ желательно для как можно большего объема пород. Важно также изучать распределение этой величины в пространстве в пределах определенных пластов и свит, особенно продуктивных (рис. 59).

Эффективная проницаемость — это способность пород проводить какой-то определенный из компонентов фильтрующихся через нее смесей (газ— вода, нефть — вода, газ — нефть— вода). Эффективные проницаемости характеризуются соответствующими коэффициентами для газа ($k_{пр.г}$), воды ($k_{пр.в}$) и нефти ($k_{пр.н}$), которые являются коэффициентами пропорциональности в уравнениях:

$$Q_g = k_{пр.г} \frac{\Delta p/l}{\mu_g} F; \quad Q_v = k_{пр.в} \frac{\Delta p/l}{\mu_v} F; \quad Q_n = k_{пр.н} \frac{\Delta p/l}{\mu_n} F, \quad (16)$$

Q_g , Q_v и Q_n — расходы отдельных компонентов при фильтрации неоднородной жидкости; $\Delta p/l$ — градиент давления; μ_g , μ_v и μ_n — вязкости газа, воды и нефти.

Коэффициенты пропорциональности в приведенных ниже соотношениях названы коэффициентами относительной проницаемости породы соответственно для газа, воды и нефти; их значения зависят от объемного соотношения компонентов (газа, нефти, воды) в фильтрующихся смесях, которые определяются величинами k_g , k_v , k_n :

$$k_{пр.г} = K_{пр.г} k_g; \quad k_{пр.в} = K_{пр.в} k_v; \quad k_{пр.н} = K_{пр.н} k_n.$$

Достаточно хорошо изучены зависимости $K_{пр.н(g)}$ и $K_{пр.в}$ от k_v только для двухкомпонентных смесей вода — нефть и вода — газ (рис. 60) [2]. Выполненные исследования показывают следующее.

1. При $k_v < 20 \div 50\%$, $K_{пр.в} \approx 0$ ($k_{пр.в} \approx 0$). Это объясняют тем, что до водонасыщения 20% у относительно хорошо отсортированных и крупнозернистых пород и до $k_v = 50\%$ у их плохо отсортированных и мелкозернистых разновидностей вода удерживается в мелких и тупиковых порах в местах контактов зерен и не участвует в фильтрации. Неподвижна в этом случае также пленочная и микрокапельная вода пород, адсорбированная их твердой фазой.

С возрастанием водонасыщения вода начинает фильтроваться и $K_{пр.в}$ увеличивается до 70—90% при $k_v = 97 \div 98\%$. Таким образом, значение коэффициента водонасыщения, при котором начинается заметная фильтрация воды, зависит от структуры порового пространства пород. Однако оно зависит и от физико-химических свойств фильтрующейся неоднородной жидкости. Щелочная вода способствует отделению пленок нефти от породы, поэтому относительные проницаемости на всем интервале водонасыщения оказываются большими как для нефти, так и для пластовой воды.

2. Значения $K_{пр.н}$ и $K_{пр.г}$ близки к нулю при $k_v > 75 \div 90\%$. Они возрастают с уменьшением k_v , достигая 70% (по нефти) и 87—97% (по газу) при $k_v = 20 \div 30\%$. Значение относительной проницаемости для нефти и газа определяется также структу-

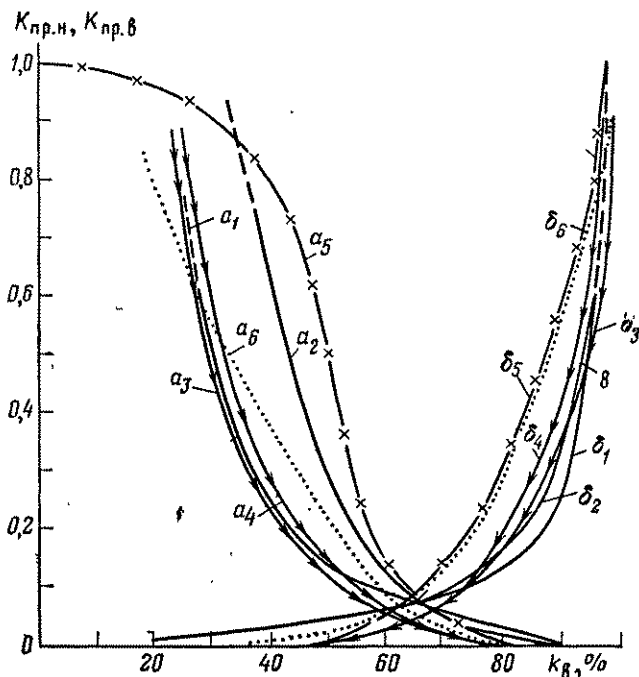


Рис. 60. Зависимости коэффициентов $K_{пр.н}$ (а) и $K_{пр.в}$ (б) относительной проницаемости породы по отношению к нефти или воде в зависимости от коэффициента k_v водонасыщения (по данным разных авторов).

$a_1, б_1$ — месторождение Самотлор, пласт АВ₂₋₃ ($k_{пр}=800$ фм², $k_{по}=25,8\%$); $a_2, б_2$ — то же, пласт ВВ₂ ($k_{пр}=492$ фм², $k_{по}=25,2\%$) [по А. Г. Ковалеву]; $a_3, б_3$ — месторождение Самотлор, пласт ВВ₃; $a_4, б_4$ — месторождение Усть-Балык, пласт ВС₁ (по данным СибНИИНИП); $a_5, б_5$ — месторождение Трехозерное горизонт II ($k_{пр}=70$ фм², $k_{по}=24\%$) [по Г. Н. Покровской]; $a_6, б_6$ — месторождение шагиртское, яснополянские отложения (по Б. И. Тульбовичу)

рой порового пространства и природой водного и неводного компонентов неоднородной жидкости.

3. В зависимости от степени водонасыщения возможен двух- и однофазный поток.

4. Расход неоднородной жидкости из двух несмешивающихся компонентов, определяемый суммой коэффициентов эффективных проницаемостей, обычно меньше расхода однородной жидкости, оцениваемого коэффициентом абсолютной проницаемости, а относительная проницаемость изменяется от 0 до ~ 1 .

5. При фильтрации через породу газированной воды расход газа достигает значений, близких к расходу однородной жидкости, при значениях $k_v < 17 \div 37\%$; для k_v больших, чем указанные значения, расход газа значительно меньше расхода однородной жидкости.

6. Расход нефти через породу достигает значений, близких к расходам однородной жидкости, только при $k_v < 10\%$ и значи-

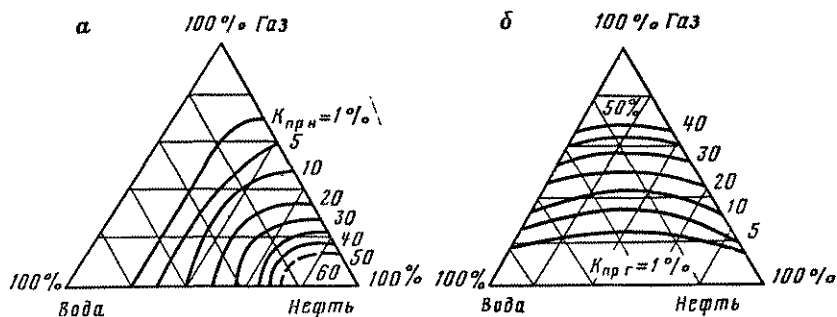


Рис. 61. Линии равных относительных проницаемости $K_{пр.н}$ для нефти (а) и $K_{пр.г}$ газа (б) при фильтрации через пески смесей воды, нефти и газа

тельно меньше для более высоких степеней водонасыщения.

При фильтрации через породу смесей газа, нефти и воды возможен одно-, двух- и трехкомпонентный поток. Область сочетаний значений коэффициентов k_a , k_r и k_n , при которых возможен трехкомпонентный поток, весьма ограничена. При этом: 1) значение коэффициента $K_{пр.н}$ в основном определяется коэффициентом k_a и практически не зависит от соотношения в породе нефти и газа; 2) значения $K_{пр.н}$ и $K_{пр.г}$ изменяются в зависимости от насыщения порового пространства каждым из компонентов неоднородной жидкости (рис. 61); 3) эффективная проницаемость для газа при фильтрации трехкомпонентной неоднородной жидкости намного меньше, чем при фильтрации газированной жидкости, при одинаковой газонасыщенности породы; 4) при одинаковой степени нефтенасыщения породы эффективная проницаемость для нефти в трехкомпонентном потоке может быть больше и меньше эффективной проницаемости нефти при двухкомпонентном потоке; 5) связанная вода в количестве до 20—50% уменьшает эффективную проницаемость для нефти в меньшей степени, чем то же количество свободной воды.

Графики зависимости между $K_{пр.н(г)}$ и k_a , полученные на керне определенного типа отложений используют при оценке коэффициентов эффективной проницаемости для нефти и газа. Для песчаников такие кривые приведены на рис. 60, с их помощью и по значениям коэффициентов абсолютной проницаемости и водонасыщения можно оценить эффективную проницаемость данного типа пород.

Аналогично можно определить коэффициенты эффективной проницаемости пород для нефти или газа по значениям k_a , k_r , k_n , $k_{пр}$ и диаграммам типа изображенных на рис. 61, которые позволяют сначала оценить $K_{пр.н}$ и $K_{пр.г}$, а затем $k_{пр.н}$ или $k_{пр.г}$.

При фильтрации в коллекторах двух- или трехкомпонентной смеси расходы Q_r , Q_a , Q_n зависят не только от коэффициентов эффективной проницаемости компонентов, но и от их вязкости [см. формулу (16)].

Глава VIII

ПОЛЯРИЗАЦИЯ, ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТЬ, ПОТЕРИ И ИХ ХАРАКТЕРИСТИКИ

§ 27. ВИДЫ ПОЛЯРИЗАЦИИ И ЕЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

В электромагнитных полях породы поляризуются, проводят электрический ток и часть энергии поля теряется — переходит в тепловую (джоулевы потери в постоянном и диэлектрические в переменном полях). Кроме того, породы поляризуются и проводят ток при продавливании через них жидкости и приведении в контакт с другими влажными породами или электролитами.

Механизм поляризации, электропроводности и потерь у вещественно-, фазово-, структурно-неоднородных пород чрезвычайно сложен, различен у ионно- и электронно-проводящих пород, зависит от частоты поля, температуры, давления.

Поляризация в электрическом поле сводится к разделению в породах носителей зарядов разного знака и появлению в любом объеме пород электрического дипольного момента. Поле вызывает в породах ряд процессов, способствующих их определенной поляризации, которая для ионно-проводящих пород (песков, песчаников, известняков и др.) в постоянном поле объясняется процессами: упругого смещения (электронов, атомов, ионов), ориентации (дипольных, сильносвязанных молекул), релаксации (ориентационной дипольной и ионной тепловой), миграции (объемной поляризации), концентрационного перераспределения, электроосмоса.

Электронно-ионно-проводящие породы (угли, колчеданные, железные и другие руды) поляризуются аналогично ионно-проводящим. Правда, кроме указанных выше, в данном случае на поляризацию влияют еще электролитические процессы. Поляризация упругого смещения, релаксационная и миграционная возникают и спадают относительно быстро. Остальные виды процессов поляризации развиваются и спадают гораздо медленнее (медленные виды поляризации). В связи с этим с ростом частоты поляризующего тока наблюдается все меньше различных видов поляризации.

Поляризация смещения (упругая). Она возникает в породах, содержащих заряженные и взаимосвязанные частицы, способные смещаться относительно друг друга под действием поля. Поляризация смещения подразделяется на электронную, атомную, ионную и упругую дипольную.

Чисто электронная поляризация возможна у неполярных атомов и молекул пород (атомов аргона, гелия, ксенона, молекул азота, кислорода, водорода и других газов), минералов

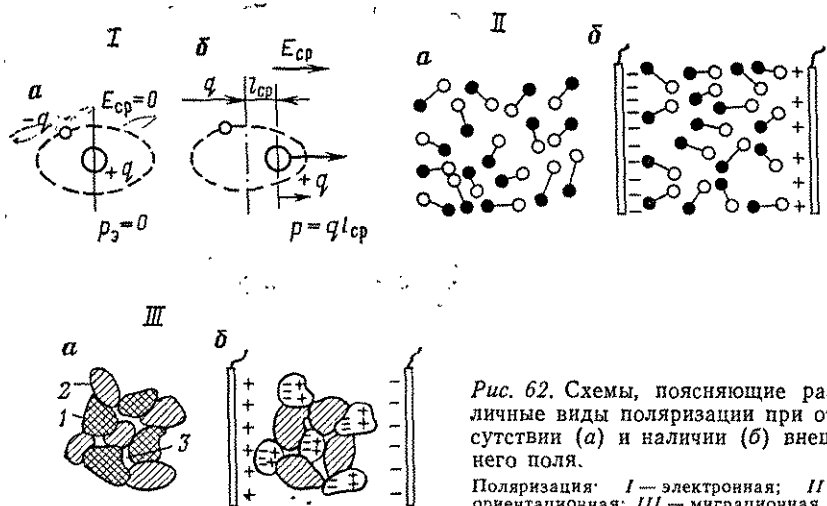


Рис. 62. Схемы, поясняющие различные виды поляризации при отсутствии (а) и наличии (б) внешнего поля.

Поляризация: I — электронная; II — ориентационная; III — миграционная

с валентными кристаллами из однотипных атомов (сера, алмаз, графит, селен). Электронная поляризация наряду с ионной возникает и у ионных кристаллов. При этом виде поляризации в электрическом поле E смещаются относительно ядер орбиты электронов неполярных атомов и ионов среды (рис. 62, I, а) и в объеме ΔV возникает дипольный момент — вектор поляризации:

$$\vec{P}_{э.ср} = \lim_{\Delta V \rightarrow 0} \frac{\sum \vec{p}_э}{\Delta V},$$

где $\vec{p}_э = ql_{cp}$ — дипольный момент атома — вектор с направлением от отрицательного к положительному заряду (рис. 62, I, б) [q — заряд электрона; l_{cp} — среднее расстояние между полюсами диполя].

Электронная поляризация завершается за 10^{-14} — 10^{-15} с при применении частот поляризующего поля от нулевых до оптических.

Атомная поляризация наблюдается у пород с валентными кристаллами из разнотипных атомов. Последние связаны в молекулы силами обменного взаимодействия валентных электронов (ковалентная связь), и электроны внешних оболочек перераспределяются между атомами несимметрично, смещаясь в направлении атомов, имеющих более сильные связи; поэтому атомы приобретают заряды различной полярности. Поляризация под действием поля возникает в результате относительного смещения в молекулах заряженных атомов различного сорта. Атомная поляризация $\vec{P}_{а.ср} \ll \vec{P}_{э.ср}$ и устанавливается за время 10^{-11} — 10^{-13} с, несколько большее времени становления электронной поляризации.

Поляризация ионного упругого смещения

предполагается у кварца, корунда, кальцита. Она возможна и в других ионных кристаллах (галит, сильвин и т. д.), кристаллическая решетка которых содержит плотноупакованные разнотипные ионы. Поляризация $\vec{P}_{и.ср}$ в электрическом поле сводится к смещению ионов разного знака от положения их равновесия в кристаллической решетке. Она появляется за время $10^{-13}—10^{-14}$ с.

Ионная поляризация слабо зависит от частоты (до частоты инфракрасной области спектра). С ростом температуры поляризуемость увеличивается из-за ослабления упругой связи между ионами. Поляризация растет у минералов, ионы которых имеют большое значение отношения $\alpha_{и}/r_{и}^3$ ($\alpha_{и}$ — поляризуемость молекулы ионного кристалла; $r_{и}$ — радиус иона).

Поляризация упругого смещения $\vec{P}_{уд}$ полярных молекул характерна для дипольных диэлектриков с сильносвязанными полярными молекулами, способными поворачиваться под действием поля лишь на небольшие углы.

Релаксационная (тепловая) поляризация. Она возникает у пород, содержащих слабосвязанные частицы, которые при тепловом движении могут изменять положение равновесия. Различают ориентационную дипольную, ионную тепловую и электронно-релаксационную поляризацию.

Ориентационная дипольная поляризация $\vec{P}_{д.ср}$ характерна для пород, в составе которых содержатся вещества (вода, газы) с дипольными полярными относительно слабо- и упругосвязанными молекулами. Полярные молекулы с достаточной энергией теплового движения разрывают упругие связи с другими такими же молекулами и перебрасываются из одного равновесного состояния в другое. Поляризация выражается в преимущественной ориентации осей дипольных молекул по направлению поля (см. рис. 62, II, б). Тепловое молекулярное движение препятствует этому процессу, дезориентируя молекулы. Вследствие этого оси дипольных моментов до действия поля имеют любое пространственное направление, и результирующий дипольный момент породы равен нулю.

Время τ установления релаксационной поляризации (время релаксации) дипольных молекул полярных жидкостей (нефть, вода)

$$\tau = A \exp(U/kT),$$

где U — высота потенциального барьера, разделяющего два положения равновесия; A — постоянная величина, слабо зависящая от абсолютной температуры T ; k — постоянная Больцмана.

Породы с ориентационной поляризацией обладают электронной и нередко атомной или ионной поляризацией, связанной с их твердой фазой.

С ростом температуры и частоты поля ориентационная поляризация уменьшается. Она успевает развиться за $10^{-10}—10^{-7}$ с.

Поляризация $\vec{P}_{д. ср}$ наблюдается не только у жидкой и полярной газовой фазы пород, но и у минералов с решеткой кольцевого и каркасного типа и неплотно упакованными частицами (кристаллогидраты, минералы глин, цеолиты). Все они содержат воду различного типа. Представителями этих групп минералов являются: кордиерит, берилл, сподумен, мусковит, биотит, гипс, тальк и др.

Ионно-релаксационная тепловая поляризация $\vec{P}_{ит. ср}$ возможна у ионных кристаллов со слабосвязанными ионами, возникновение которых вызывается дефектами и особой структурой кристаллической решетки. Минералы и породы, в составе которых содержатся эти кристаллы, имеют также электронную и ионную поляризацию. Слабосвязанные ионы при тепловом движении срываются с мест их закрепления и перемещаются в кристаллах на расстояния, сравнимые с межатомными, преодолевая потенциальный барьер. Внешнее поле создает избыточный переброс ионов в своем направлении, что приводит к поляризации породы. Этот процесс компенсируется обратной диффузией ионов.

Время релаксации и траектории полярных молекул и слабосвязанных ионов при тепловой поляризации определяются структурой и температурой пород.

Электронно-релаксационная поляризация $\vec{P}_{эр. ср}$ возникает из-за избыточных «дефектных» электронов или «дырок», которые активизируются тепловой энергией.

Миграционная (макроструктурная, объемная) поляризация. Этот вид поляризации предполагается у пород, проводящие компоненты (см. рис. 62, III, а, 2) которых разделены непроводящими (см. рис. 62, III, а, 1) или воздухом (см. рис. 62, III, а, 3). В рассматриваемом случае за короткое время положительные ионы проводящих включений перемещаются по полю, а отрицательные — в противоположном направлении и задерживаются в пределах включений у межфазной поверхности, так как второй компонент породы практически не проводит электрический ток (см. рис. 62, III, б). При этом виде поляризации возможны также миграция электронов к аноду и скопление положительных ионов на противоположном конце зерна с электронной проводимостью, включенного в непроводящую фазу.

В результате описанных процессов проводящие частицы породы поляризуются (миграционная поляризация¹) и приобретают дипольный момент $\vec{P}_м$ подобно большой молекуле. Рост поляризационного заряда заканчивается, если его поле полно-

¹ Используется также термин «межслойная поляризация», так как впервые теория была разработана для слоистой системы. Иногда применяется термин «поверхностная поляризация», потому что при миграционной поляризации заряды выделяются вблизи от поверхности раздела различных фаз.

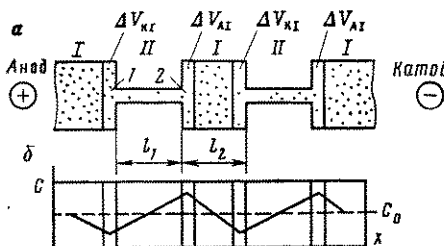


Рис. 63. Модель капилляра ионопроводящей породы (а) и принятое в нем распределение концентраций C_0 и C электролита соответственно до и при пропускании тока (б).

I и II — широкая и узкая части капилляра; l_1 и l_2 — их длины; 1 — малый объем ΔV_{KI} в широком капилляре, обращенной к катоду; 2 — то же, но ΔV_{AI} обращен к аноду

стью скомпенсировано приложенным полем. В установившемся режиме поле и ток в проводящих частицах отсутствуют. Миграционная поляризация завершается за время 10^{-6} — 10^{-3} с, близкое ко времени установления ориентационной (дипольной) поляризации.

Время установления этих видов поляризации сравнимо с частотой используемых электромагнитных полей, поэтому они называются по сравнению с электронными и ионными видами медленными. Еще более медленными являются рассматриваемые ниже виды электрохимической поляризации.

Концентрационно-диффузионная поляризация (поляризация концентрационного перераспределения).

Этот вид поляризации $\vec{P}_{кл.ср}$ ионо-проводящих пород в электрическом поле возникает при резкой неоднородности сечений их поровых каналов, заполненных электролитом и с ДЭС у раздела фаз. Очевидно, что при этом в расширенных и суженных частях капилляров противоионы и катионы составляют неодинаковые доли от общего числа ионов электролита, поэтому здесь изменяются также и эффективные (средние) подвижности и числа переноса ионов.

Если поровое пространство породы представляет собой пучок параллельных и отрицательно заряженных капилляров описанной выше формы (рис. 63) [44], то противоионы породы представлены катионами, а коионы — анионами. Тогда при указанном на рис. 63 направлении электрического поля катионы и, в частности, противоионы, двигаясь к катоду (К), будут поступать из узкого канала II (рис. 63) в объем ΔV_{AI} широкого канала I с его анодной (А) стороны и уходить из него далее в том же направлении.

Массы m_{KII} и m_{KI} (в молях) соответственно поступивших в объем ΔV_{AI} и ушедших из него катионов определяются из соотношений [44]:

$$m_{KII} = \frac{q}{Fz_K} t_{KII} = \frac{It}{Fz_K} t_{KII} = \frac{Fn_{кв.к}}{Fz_K} t_{KII} = \frac{n_K z_K}{z_K} t_{KII};$$

$$m_{KI} = -\frac{q}{Fz_K} t_{KI},$$

где q — количество электричества, прошедшее через капилляр; i — ток; τ — время протекания тока; F — число Фарадея; z_K — за-

ряд (эффективная валентность) катиона; $t_{KI} = u''/(u'' + v'')$; $t_{KI} = u'/(u' + v')$ — числа переноса (доля тока, переносимая катионами) соответственно в узком и широком каналах; u' , v' , u'' и v'' — эффективные (средние) подвижности катиона и аниона соответственно в широком и узком каналах; $n_{\text{экв. к}}$ — число грамм-эквивалентов перенесенных катионов; n_k — число молей перенесенных катионов.

Так как в узком канале противоионы в среднем подвижнее анионов потенциалопределяющего слоя ДЭС и составляют значительную долю от всех ионов электролита этой части порового канала, их число переноса $t_{KII} \rightarrow 1$ и оказывается большим числа переноса t_{aII} анионов, значение которого стремится к нулю.

В широком канале эффективные подвижности разных ионов и их числа переноса t_{KI} и t_{aI} отличаются гораздо меньше как друг от друга, так и от их значений в свободном растворе¹. Двойной электрический слой составляет здесь очень незначительную долю от объема всего электролита. При большой разнице в сечениях участков капилляра *I* и *II* $t_{KII} \gg t_{KI}$ и $\Delta m_{\kappa \Delta V_{aI}} = m_{KII} - m_{KI} = (q/Fz_K)(t_{KII} - t_{KI}) > 0$, т. е. в объеме ΔV_{aI} , концентрация катионов увеличивается (см. рис. 63). Возрастает здесь настолько же и концентрация анионов. Их масса m_{aI} (в молях), устремляющаяся из объема канала *I* в объем ΔV_{aI} по пути к аноду, определяется уравнением: $m_{aI} = qt_{aI}/Fz_a$, а масса ионов, уходящая из этого объема в объем капилляра *II*, — уравнением: $m_{aII} = -qt_{aII}/Fz_a$, но $t_{aI} > t_{aII}$, так как в объеме капилляра *II* эффективная подвижность v'' анионов гораздо ниже, чем подвижность v' тех же ионов в объеме капилляра *I*, и составляет гораздо меньшую долю от суммарной эффективной подвижности ионов на участке канала *II* по сравнению с участком *I*. В связи с этим разность между вошедшими и ушедшими из объема ΔV_{aI} массами аниона $\Delta m_{a \Delta V_{aI}} = (q/Fz_a)(t_{aI} - t_{aII})$ также больше нуля, т. е. масса анионов в объеме ΔV_{aI} возрастает. В последнем соотношении t_{aI} и t_{aII} — числа переноса ионов в *I* и *II* участках капилляра. При этом $\Delta m_{\kappa \Delta V_{aI}} = \Delta m_{a \Delta V_{aI}}$ в силу условия электронейтральности раствора в объеме ΔV_{aI} . Таким образом, концентрация электролита в объеме ΔV_{aI} широкой части канала возрастает.

Также можно доказать, что в малом объеме ΔV_{KI} широкой части канала с его катодной стороны концентрация электролита (в молях) снижается и настолько же, насколько она возрастает в объеме ΔV_{aI} (см. рис. 63).

Значительные изменения концентрации по длине канала (см. рис. 63, б) устраняются после выключения поля из-за относительно длительных (около 10 с и более) процессов диффузии. При этом результирующая местных ЭДС (потенциалы

¹ Раствор, находящийся в широком сосуде, а не в поровом пространстве породы.

$E_{\text{кд}}$) и обуславливает концентрационно-диффузионную вызванную поляризацию $\vec{P}_{\text{кд}}$ ионно-проводящих пород.

Поляризация $\vec{P}_{\text{кд}}$ и потенциалы $E_{\text{кд}}$ существуют и во время пропускания через породу тока, а знак $E_{\text{кд}}$ соответствует знаку приложенного поля.

Этот вид поляризации при большой частоте поля отсутствует. Он наиболее вероятен у пород, где перемежаются макро-, микро- и миллимикropоры (породы с межкристаллическими и трещинными порами, повышенной глинистостью или содержанием органического вещества).

Электролитическая поляризация. Электролитическая поляризация $\vec{P}_{\text{эл}}$ возникает совместно с концентрационно-диффузионной при прохождении электрического тока через электронно-ионно-проводящие породы (графит, угли, сульфидные, железные и другие руды). Электролитическая поляризация много больше концентрационно-диффузионной, поэтому последней в случае электронно-ионно-проводящих пород можно пренебречь. До пропускания тока электронно-проводящие компоненты и электролит пород непрерывно обмениваются ионами (или электронами) — проходит ток обмена, и вследствие избирательной адсорбции возникает ДЭС. В связи с этим электронно-проводящие компоненты породы имеют неравновесные стационарные электродные потенциалы.

Стационарный потенциал электронно-проводящих минералов определяется их составом и структурой, состоянием поверхности, сортом и концентрацией ионов и газов в электролите, с которым он соприкасается [40].

Если к электронно-ионно-проводящей породе приложено постепенно возрастающее напряжение, то в результате перезарядки двойного электрического слоя и электролиза стационарные потенциалы с анодной и катодной сторон электронно-проводящих включений неодинаково изменяются, и они становятся диполями. Механизм электролиза следующий [30]. Под действием поля катионы электролита, устремляясь к катоду, подходят к электронно-проводящему зерну с его стороны, обращенной к аноду (катод зерна), и определенный их сорт в том случае, если он обладает достаточной энергией, вступает с включением в электрохимическую реакцию — берет от зерна электроны, а сам разряжается (восстанавливается). Причем потенциал включения с его стороны, обращенной к аноду (катод зерна), становится положительнее стационарного. Электроны поступают к катоду зерна от его анода. (Анод зерна — это его сторона, обращенная к катоду.) На аноде потенциал становится отрицательнее стационарного, так как здесь в зерно поступают электроны за счет реакции окисления. В электролите у входа и выхода тока в рудные включения и на самих зернах в тех же местах накапливаются продукты электролиза: атомы, молекулы, ионы меньшей валентности, другие вещества. На-

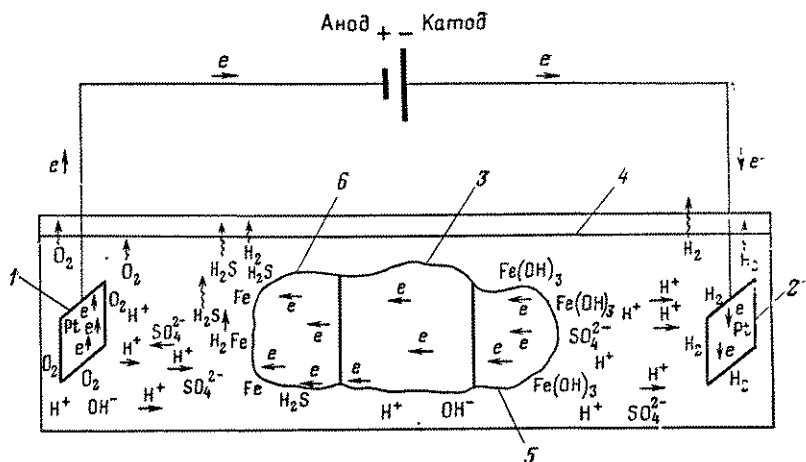


Рис. 64. Схема, поясняющая электролитическую поляризацию зерна пирита в растворе серной кислоты.

1 — платиновый анод; 2 — платиновый катод; 3 — зерно пирита; 4 — уровень раствора разбавленной серной кислоты (H_2SO_4); 5 — анод зерна пирита с одной из сторон, обращенной к платиновому катоду 2 (здесь идет реакция окисления: $4\text{FeS}_2 + 44\text{H}_2\text{O} \rightarrow 4\text{Fe(OH)}_3 + 8\text{H}_2\text{SO}_4 + 60\text{H}^+ + 60e^-$; Fe(OH)_3 адсорбируется на аноде пирита; H_2SO_4 распадается на ионы H^+ и SO_4^{2-} , и концентрация H_2SO_4 у зерна возрастает; ионы водорода направляются к платиновому катоду и тут, при необходимом перенапряжении на катоде, идет электролитическая реакция: $60\text{H}^+ + 60e^- \rightarrow 30\text{H}_2$ восстановления, причем нужные для нее электроны берутся от источника тока; водород адсорбируется на катоде и выделя-

ется в раствор и затем в атмосферу; электроны, возникшие при реакции на аноде пирита, поступают в зерно пирита); 6 — катод зерна пирита с одной из сторон, обращенной к платиновому аноду (здесь происходят при достаточном перенапряжении на зерне пирита реакции: $15\text{FeS}_2 + 60\text{H}^+ + 60e^- \rightarrow 15\text{Fe} + 30\text{H}_2\text{S}$ и $2\text{H}^+ + 2e^- \rightarrow \text{H}_2$; электроны для реакции есть в пирите; Fe оседает на катоде, сероводород H_2S и H_2 выделяются в раствор, а затем в атмосферу и могут адсорбироваться на зерне; одновременно на платиновом аноде начинается протекать следующая реакция окисления: $30\text{H}_2\text{O} + 30\text{SO}_4^{2-} \rightarrow 30\text{SO}_3 + 30\text{H}_2\text{O} + 15\text{O}_2 + 60e^- \rightarrow 30\text{H}_2\text{SO}_4 + 15\text{O}_2 + 60e^- = 60\text{H}^+ + 30\text{S}_2^{2-} + 15\text{O}_2 + 60e^-$, продукты которой повышают концентрацию H_2SO_4 у анода; адсорбируются на аноде или уходят в раствор, а затем в атмосферу (молекулы кислорода O_2) и поступают на анод (электроны e^-) и направляются к источнику тока)

пример, в разбавленной серной кислоте на поверхности зерна пирита в результате электролиза при значительном отклонении анодного и катодного потенциалов зерен от их стационарного значения, вероятно, развиваются следующие реакции [30]: с анодной стороны пирита (на его катоде) $15\text{FeS}_2 + 60\text{H}^+ + 60e^- \rightarrow 15\text{Fe} + 30\text{H}_2\text{S}$; $2\text{H}^+ + 2e^- \rightarrow \text{H}_2$, с катодной стороны зерна на его аноде $4\text{FeS}_2 + 44\text{H}_2\text{O} \rightarrow 4\text{Fe(OH)}_3 + 16\text{H}^+ + 8\text{SO}_4^{2-} + 60\text{H}^+ + 60e^-$.

Продуктами их анодной стороны на катоде пирита являются сероводород, металлическое железо и атомарный водород, а с катодной стороны, на аноде пирита — гидроокислы железа, ионы SO_4^{2-} , ионы водорода и электроны (рис. 64).

Электролиз раствора у входа и выхода тока из рудного зерна возможен, если разность между внешним U и стационарным U_0 напряжением $U - U_0 = \eta = IR + \eta_{\text{КК}} + \eta_{\text{КА}} + \eta_{\text{АКТ К}} + \eta_{\text{АКТ А}} + \eta_{\text{АДС К}} + \eta_{\text{АДС А}}$, где R — внутреннее сопротивление электронно-проводящих зерен; I — ток, проходящий через них; η — напря-

жение (перенапряжение), которое необходимо на электронно-проводящих включениях породы для начала электролиза. Оно превышает стационарный потенциал зерен на сумму катодного, анодного перенапряжений и омического падения напряжения на включениях.

Анодное перенапряжение — это разность между анодными и стационарными напряжениями электронно-проводящего включения. Катодный потенциал положительнее стационарного на величину, названную катодным перенапряжением. Перенапряжение возникает потому, что при протекании тока через образец у входа и выхода тока из электронно-проводящего включения сразу изменяется (уменьшается у катода и возрастает у анода) концентрация иона, участвующего в реакции, а так как число ионов, имеющих энергию, необходимую для их разряда, пропорционально их концентрации, то для того, чтобы ток не изменился, нужно увеличить потенциал. Величина η_k называется концентрационным перенапряжением или концентрационной поляризацией, так как ионы доставляются к зерну или уходят от него за счет разности концентрации и явления диффузии. Другой составляющей катодного и анодного перенапряжений является активационное $\eta_{акт}$ перенапряжение, которое определяется энергетическими затратами на разряд ионов. Активационным перенапряжением или перенапряжением разряда называют потенциал, который необходимо приложить к породе для того, чтобы определенные ионы ее электролита преодолели потенциальный межфазный барьер и разрядились на рудных зернах.

Третьей из главных составляющих катодной и анодной электролитической поляризации (перенапряжения) является адсорбционная или химическая поляризация $\eta_{адс}$. Этот вид перенапряжения возникает из-за наличия на поверхности электронно-проводящих зерен прочно адсорбированного слоя промежуточных и конечных продуктов электрохимических реакций, причем в местах входа и выхода тока изменяется состав, а следовательно, и перенапряжение зерен. Отметим, что электродные реакции обычно имеют несколько последовательных стадий, для каждой из которых характерны образование определенного продукта, скорость и перенапряжение.

Промежуточные продукты электролиза накапливаются до выравнивания скоростей промежуточной и конечной стадий реакций и появления непрерывного тока.

Таким образом, катодное перенапряжение η_k на катоде электронно-проводящих включений (при заданной плотности тока) складывается из концентрационного, активационного и адсорбционного перенапряжений: $\eta_k = \eta_{kk} + \eta_{акт k} + \eta_{адс k}$. Значение η_{kk} обусловлено переносом вещества в поровом электролите, $\eta_{акт k}$ — переносом электронов через границу раздела электродит — включение. Они легко различаются потому, что $\eta_{акт k}$ быстро возрастает при включении и падает после выклю-

чения поляризующего тока; $\eta_{\text{кк}}$ изменяется относительно медленно, так как обусловлено диффузией. То же можно сказать и об анодном перенапряжении на аноде.

Перенапряжение зависит от состава электронно-проводящих зерен и электролита. Из перенапряжений на электронно-проводящих включениях складывается ЭДС $\mathcal{E}_{\text{эл}}$ и создается поляризация $\vec{P}_{\text{эл}}$ этих пород.

Электролитическая поляризация относительно медленно развивается и спадает после отключения поля, поляризующего породу. Ее интенсивность зависит от ряда особенностей электронно-ионно-проводящих пород, а также частоты поля, температуры и давления.

Активационное перенапряжение (поляризация) разряда устанавливается за 10—50 мс после приложения поля и обусловлено емкостью ДЭС, равной 1—4 мкф/см². Время релаксации перенапряжения адсорбции 100—200 мс, а концентрационной поляризации — от единиц секунд до нескольких минут.

Электроосмотическая поляризация. Электроосмотическая поляризация $\vec{P}_{\text{эо}}$ породы возникает в результате электроосмоса — явления переноса электролита через породу градиентом электрического поля E . При электроосмосе градиент потенциала $U_{\text{эо}} = E/l$ (l — длина образца породы) перемещает относительно ее твердой фазы часть противоионов диффузной части ДЭС, часть рыхлосвязанной и свободную воду с находящимися в ней ионами по направлению к соответствующему электроду (катоду, если противоионами являются катионы) и создает на электролите градиент давления $\Delta p/l$ того же направления. Последний по выключении тока вызывает фильтрацию поровой жидкости в обратном направлении и способствует возникновению в породе электроосмотической фильтрационной разности потенциала $U_{\text{эо}}$. Механизм возникновения поляризации $\vec{P}_{\text{эо}}$ и разности потенциала $U_{\text{эо}}$ [см. формулу (19)] и величины, от которых он зависит, рассмотрены в § 30.

§ 28. СУММАРНАЯ ПОЛЯРИЗАЦИЯ И ДИЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ ПРОНИЦАЕМОСТЬ

Суммарная поляризация складывается из различных видов поляризации, возможных у данного минерала или породы при определенных частоте электрического поля, температуре и давлении. Наибольших значений она достигает у электронно-ионно-проводящих и структурно-неоднородных пород в постоянном, достаточно напряженном и длительно действующем электрическом поле, при низких температурах и давлениях. Средняя результирующая поляризация (алгебраическая сумма отдельных видов поляризации) электронно-ионно-проводящих пород

$$\vec{P}_{\text{ср}} = \vec{P}_{\text{э.ср}} + \vec{P}_{\text{а.ср}} + \vec{P}_{\text{и.ср}} + \vec{P}_{\text{уд.ср}} + \vec{P}_{\text{д.ср}} + \vec{P}_{\text{ит.ср}} + \vec{P}_{\text{эп.ср}} +$$

$$+\vec{P}_m + \vec{P}_{кл} + \vec{P}_{эл} + \vec{P}_{зо.ср} = \sum_{i=1}^{l=n} \vec{P}_i.$$

В частности, при очень большой частоте поля, превышающей 10^{11} Гц, поляризация породы связана только с быстрыми видами поляризации (электронной, атомной и ионной), и поэтому она минимальна. При частоте поля 10^2 — 10^{11} Гц возможны такие виды поляризации, как релаксационная и миграционная (объемная), в связи с этим поляризация рассматриваемой породы возрастает. И наконец, в постоянном длительно действующем поле могут возникать и остальные медленные виды поляризации, вследствие чего суммарная поляризация достигает максимальных значений.

Суммарная поляризация пропорциональна средней напряженности $\vec{E}_{ср}$ электрического поля, т. е. $\vec{P}_{ср} = \alpha_0 n E_{ср}$, где n — число диполей в единице объема породы; α_0 — средний условный коэффициент (поляризуемость) породы, значения которого уменьшаются с увеличением однородности породы и ростом частоты поля, температуры и давления.

Все виды поляризации, успевшие развиться за время τ обработки пород током, способствуют возникновению в них внутреннего поля, которое направлено обратно к полю приложенному. Вследствие этого напряженность $E_{ср}$ приложенного к породе электрического поля ослабляется по сравнению с напряженностью $E_{0,ср}$ среднего поля в вакууме. Ослабление характеризуется безразмерная величина $\epsilon = E_{0,ср}/E_{ср}$, названная диэлектрической проницаемостью. Она показывает, во сколько раз напряженность электрического поля в диэлектрике (породе) ослабляется по сравнению с его напряженностью в вакууме.

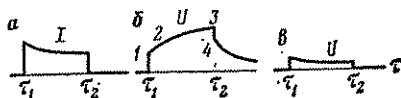
При заданном значении $E_{ср}$ диэлектрическая проницаемость определяет поляризацию только относительно слабо проводящих сред. В хорошо проводящих веществах заряды будут перемещаться (мигрировать) до выравнивания их потенциалов, т. е. до того, как разность потенциалов U между зарядами окажется равной нулю. Это ослабляет взаимодействие зарядов и приводит к тому, что в природных проводниках и хорошо проводящих полупроводниках $E_{ср} = U/d \approx 0$ (d — пройденный зарядом путь), а ϵ стремится к бесконечности.

§ 29. ВЫЗВАННЫЕ ПОТЕНЦИАЛЫ И ВЫЗВАННАЯ ЭЛЕКТРОХИМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ

Вызванные потенциалы. По выключении постоянного электрического поля начинается обратный процесс — разрядка породы. Первыми практически мгновенно спадают быстрые виды поляризации (электронная, атомная, ионная, упругая, дипольная), затем исчезают более медленные виды поляризации:

Рис. 65. Ток I (а) и разность потенциалов U (б) в приемной цепи при расположении образца между измерительными электродами и U (в) вне их.

τ_1 и τ_2 — моменты включения и выключения тока



ориентационная тепловая, ионная тепловая, объемная (миграционная). Наконец начинают спадать наиболее медленные виды поляризации: концентрационно-диффузионная, электролитическая. Относительно медленно спадают, кроме того, электроосмотическая и фильтрационная поляризации, связанные с процессами фильтрации под действием градиента потенциала или давления.

Растущую в период зарядки и спадающую при разрядке пород вызванную поляризацию обнаруживают, регистрируя рост и падение напряжения U в течение времени τ . Включение тока в момент времени τ_1 (рис. 65) на диаграммах $U=f(\tau)$ отмечается резким скачком разности потенциалов (см. рис. 65, б, момент времени τ_1). Он отвечает омическому падению потенциала на образце породы и на прилегающих к нему и приемным электродам слоях электролита. Затем виден вначале быстрый (см. рис. 65, б участок кривой 1—2), а потом замедляющийся и достигающий предела (см. рис. 65, б участок кривой 2—3) рост потенциалов вызванной поляризации. Выключение поляризующего тока на диаграмме $U=f(\tau)$ проявляется резким скачком омической разности потенциалов (см. рис. 65, б, участок кривой 3—4), а на диаграмме $I=f(\tau)$ полным спадом поляризующего тока (момент τ_2). В последующем на диаграмме $U=f(\tau)$ можно видеть вначале быстрое, а затем все замедляющееся падение потенциалов $U_{вп}$ вызванной поляризации.

Различные стадии процессов зарядки и разрядки минералов и пород можно также проследить на кривых $U_{вп}=f(j)$ (j — плотность поляризующего тока). При малых плотностях поляризующего тока потенциалы вызванной поляризации металлов и электронно-проводящих минералов в растворах различных электролитов возрастают обычно пропорционально плотности тока. При плотности тока, превышающей несколько десятков или реже сотен микроампер на 1 см^2 , металлы и электронно-проводящие минералы характеризуются сложными кривыми $U_{вп}=f(j)$ [2].

Процесс зарядки и разрядки минералов и пород с электронно-ионной проводимостью определяется также видом кривых $U_{вп}=f(j)$, полученных при постепенном возрастании и последующем уменьшении плотностей тока в прямом и обратном направлениях (рис. 66, а—в). Гистерезисный вид этих кривых является результатом эффекта немгновенной разрядки этих пород.

У пород с ионной проводимостью потенциалы вызванной по-

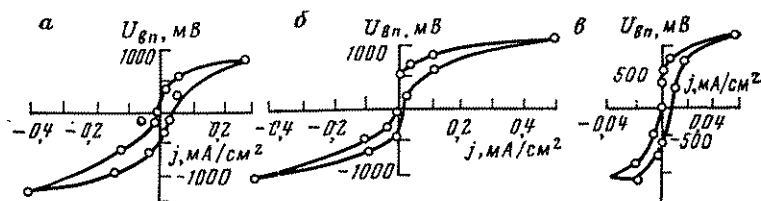


Рис. 66. Зависимости вызванных потенциалов $U_{вп}$ от плотности j возбуждающего тока для электронно-проводящих минералов и породы (по М. Г. Латышевой).

а — халькопирит; *б* — сфалерит; *в* — антрацит

ляризации часто возрастают линейно (рис. 67, *в*) до достаточно больших значений плотности поляризующего тока.

Потенциалы вызванной поляризации электронно-ионно-проводящих пород в растворах электролитов возрастают при увеличении содержания и степени дисперсности электронно-проводящих включений и возрастании влажности пород.

В песчано-глинистых породах потенциалы вызванной поляризации возрастают с увеличением глинистой фракции до определенного предела¹, причем различно в зависимости от типа глины и вида катиона в диффузной части двойного электрического слоя. Эти потенциалы возрастают с уменьшением влажности породы и минерализации поровой влаги.

Чем больше продолжительность действия поляризующего поля и его напряженность и чем выше удельное электросопротивление электролита породы, тем медленнее спадает вызванная поляризация. Скорость разрядки максимальна при значительных концентрациях поровых растворов.

Для кварцевых песков (с радиусом песчинок > 10 мкм) поляризация спадает тем быстрее, чем меньше проницаемость пород и меньше радиус их пор, т. е. чем мельче их частицы.

По М. Г. Латышевой разрядка идет по следующим законам:

1) для пород с электронной проводимостью

$$U_{вп} = U_{вп0} e^{-\tau/\lambda},$$

где $U_{вп0}$ — разность вызванных потенциалов в момент времени $\tau \rightarrow 0$; λ — постоянная величина;

2) для пород с ионной проводимостью

$$U_{вп} = U_{вп0}/(\tau + c)^m,$$

где m — показатель степени, определяющий крутизну спада, значения которого для песчано-глинистых пород изменяются от $\approx 0,8$ до $1,4$; c — постоянная, равная 1 с.

В. Н. Дахнов считает, что процесс разрядки пород протекает по экспоненциальному закону. Однако в породах сложного

¹ Это предел, при котором минерализация порового раствора из-за повышения содержания в породе глинистой фракции не окажется значительной, подавляющей рост потенциалов вызванной поляризации, связанный с увеличением удельной поверхности.

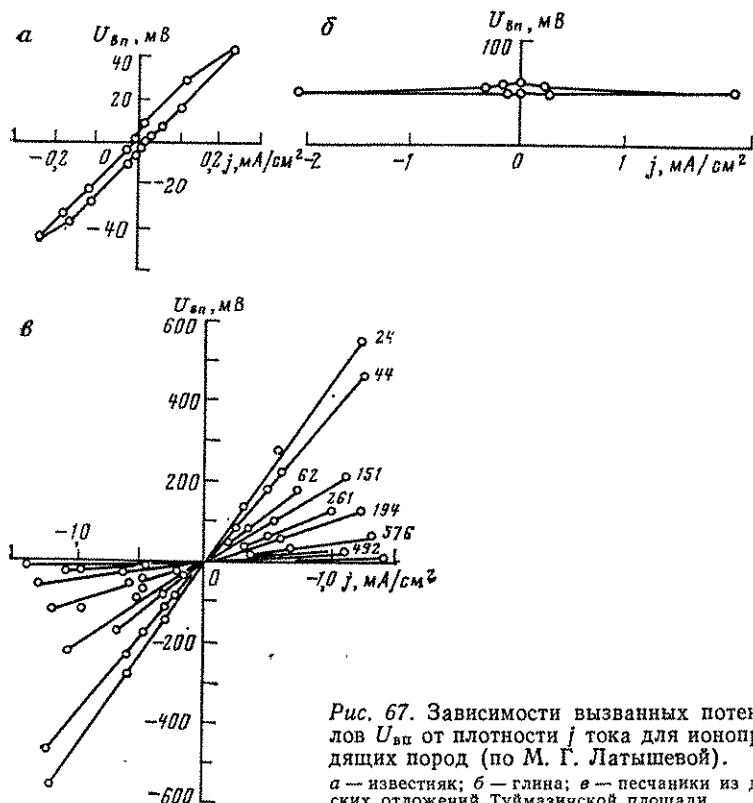


Рис. 67. Зависимости вызванных потенциалов $U_{вп}$ от плотности j тока для непроводящих пород (по М. Г. Латышевой).

а — известняк; б — глина; в — песчаники из девонских отложений Туймазинской площади

минерального состава разрядка характеризуется суммой экспонент, каждая из которых имеет свою постоянную λ . К этому выводу приходит и И. И. Рокитянский, который для влажных кварцевых песков установил наличие двух экспонент — одной быстро и другой медленно спадающих.

Отметим, что всегда за первые несколько секунд эффект вызванной поляризации успевает значительно снизиться, а оставшаяся доля $U_{вп}$ достигает нулевых значений через большой промежуток времени (иногда десятки минут).

Вызванная электрохимическая активность. Вызванная электрохимическая активность — это свойство пород поляризоваться и иметь разную остаточную электрохимическую поляризацию (различные остаточные потенциалы вызванной поляризации) на определенный момент времени по выключении поля. Так как все виды поляризации, за исключением концентрационно-диффузионной или также электролитической, исчезают очень быстро, то остаточные потенциалы ВП, регистрируемые обычными методами [29], обусловлены, по существу, только ими. Структурная неоднородность пород и иногда присутствие в них рудных включений определяет большое различие их

вызванной электрохимической активности. Породы сравниваются по вызванной электрохимической активности при помощи величины

$$A_B = E_{\text{вп}}/E,$$

где E и $E_{\text{вп}}$ — напряженности полей соответственно поляризующего и вызванного медленными видами поляризации.

Напряженность $E_{\text{вп}}$ пропорциональна поляризации породы, но $E = U/l$ и $E_{\text{вп}} = U_{\text{вп}}/l$, поэтому

$$A_B = U_{\text{вп}}/U. \quad (17)$$

Здесь U и $U_{\text{вп}}$ — падение напряжения на образце длиной l , связанное соответственно с полем приложенным и вызванной поляризации. Обычно потенциал вызванной поляризации $U_{\text{вп}}$ регистрируется через 0,5 с по выключении поляризующего тока и обозначается $U_{\text{вп } 0,5}$, поэтому формула (17) приобретает вид

$$A_B = U_{\text{вп } 0,5}/U.$$

Для электронно-ионно-проводящих пород эта формула выглядит следующим образом:

$$A_B = U_{\text{вп } 0,5}/(U + U_{\text{вп}}),$$

так как вызванная в электронно-ионно-проводящем образце разность потенциалов значительна и, в свою очередь, поляризует породу.

Величина A_B является безразмерной.

§ 30. ФИЛЬТРАЦИОННЫЕ ПОЛЯРИЗАЦИЯ, ПОТЕНЦИАЛЫ И ЭЛЕКТРОХИМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ

При фильтрации электролита, находящегося в порах, через образец породы длиной l возникают потоки ионов в направлении градиента давления $\Delta p/l$. Так как противоионы движутся интенсивнее, чем коионы, то на концах капилляров породы создаются разность свободных зарядов, разность потенциалов и протекает конвективный поверхностный ток I_s . Но со временем, в связи с тем что концентрация противоионов у определенного из концов образца значительно повышается, их поток значительно замедляется, тогда как коионов убыстрятся. В результате возникает разность потенциалов U_ϕ по длине образца и встречный ток I_v по всему его объему, возрастающий до стационарного значения $I_v = I_s$, и разность потенциалов фильтрации (течения) U_ϕ становится постоянной.

Для цилиндрического капилляра радиусом r и длиной l

$$I_s = 2\pi \int_0^r u(r) \delta_{\text{сл}}(r) r dr = \epsilon \xi_0 F_\phi \Delta p / 4\pi \eta l,$$

где $u(r)$ — линейная скорость фильтрации жидкости в капилляре (получается из уравнения гидродинамики Навье — Стокса);

$\delta_{\text{с.л}}$ — плотность избыточных зарядов в ДЭС, определяющаяся из уравнения Пуассона; ϵ — диэлектрическая проницаемость; ζ_0 — дзета-потенциал плоской стенки капилляра; $F_{\text{эф}}$ — эффективная площадь сечения капилляра; η — коэффициент динамической вязкости; Δp — перепад давления на концах капилляра [19].

Встречный ток в объеме капилляра

$$I_V = F_{\text{эф}} \sigma_B U_{\Phi} / l,$$

где σ_B — удельная электропроводность жидкости в капилляре.

Эта формула получена из соотношений $I_V = U_{\Phi} / R$ и $R = (1/\sigma_B)(l/F_{\text{эф}})$.

При установившемся токе справедливо следующее уравнение Гельмгольца — Смолуховского для потенциала течения в капилляре:

$$U_{\Phi} = \zeta_0 \epsilon \Delta p / 4\pi \eta \sigma_B. \quad (18)$$

Если представить себе поровое пространство цилиндрического образца породы длиной l и сечением F в виде « k » групп параллельных друг другу и перпендикулярных к основанию образца капилляров радиуса r и учесть влияние их размеров и формы, то можно получить, как это сделал М. А. Беляков, следующее уравнение для потенциала фильтрации:

$$U_{\Phi} = \frac{\epsilon \zeta_0 \rho_B \Delta p}{4\pi \eta} \frac{\sum_{i=1}^{i=k} \frac{n_i r_i^2}{l_{\text{с.л}i}} (r_i - l_{\text{с.л}i}) \ln \left(1 + \frac{l_{\text{с.л}i}}{r_i - l_{\text{с.л}i}} \right)}{\sum_{i=1}^{i=n} n_i r_i^2}, \quad (19)$$

где n_i — число капилляров i -го радиуса на единицу площади; ρ_B — удельное электросопротивление воды, насыщающей образец модели породы; $l_{\text{с.л}i}$ — толщина ДЭС в капилляре i -го радиуса.

Так как

$$A_{\Phi} = \frac{\epsilon \zeta_0}{4\pi \eta} \frac{\sum_{i=1}^{i=k} \frac{n_i r_i^2 (r_i - l_{\text{с.л}i})}{l_{\text{с.л}i}} \ln \left(1 + \frac{l_{\text{с.л}i}}{r_i - l_{\text{с.л}i}} \right)}{\sum_{i=1}^{i=k} n_i r_i^2} = \frac{U_{\Phi}}{\rho_B \Delta p},$$

то

$$U_{\Phi} = A_{\Phi} \rho_B \Delta p.$$

Здесь A_{Φ} — величина, названная фильтрационной электрохимической активностью. Она показывает, что на единицу приложенной разности давлений Δp удельного электросопротивления ρ_B порового электролита у разных

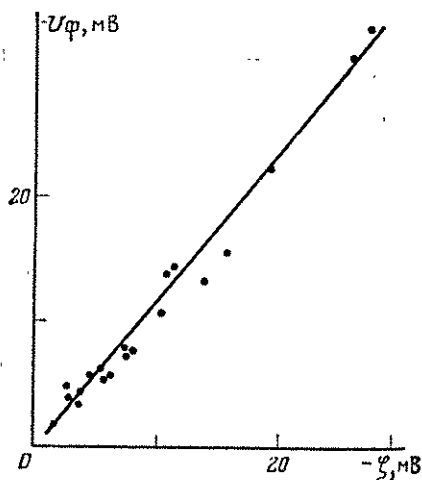
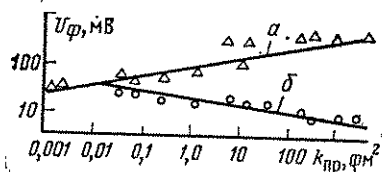


Рис. 69. Зависимости $-U_\phi/\rho = f(\rho_v)$ [по М. А. Белякову]



пород можно получить неодинаковые разности фильтрационных потенциалов U_ϕ и тем значительнее, чем больше дзета-потенциал породы (рис. 68), ее диэлектрическая проницаемость, меньше коэффициент вязкости насыщающей поры жидкости. Из последнего уравнения также видно, что A_ϕ определяется толщиной ДЭС и структурой порового пространства породы, которая характеризуется радиусами капилляров разного сорта, а также их соотношением в объеме образца. Экспериментальными исследованиями установлены прямые зависимости $U_\phi/\rho = f(\rho_v)$ (рис. 69) и $U_\phi = f(k_{пр})$ (рис. 70) и обратная, но не тесная связь $U_\phi = F(k_{во})$.

§ 31. ЭЛЕКТРОХИМИЧЕСКИЕ ДИФФУЗИОННО-АДСОРБЦИОННАЯ ПОЛЯРИЗАЦИЯ, ПОТЕНЦИАЛЫ И АКТИВНОСТЬ

На контакте влажной породы с электролитом или при соприкосновении неодинаковых влажных пород возникают электрические потенциалы, называемые диффузионно-адсорбционными. Поясняя механизм данного вида поляризации пород, разберем, как возникают и чем отличаются диффузионно-адсорбционные потенциалы от диффузионных.

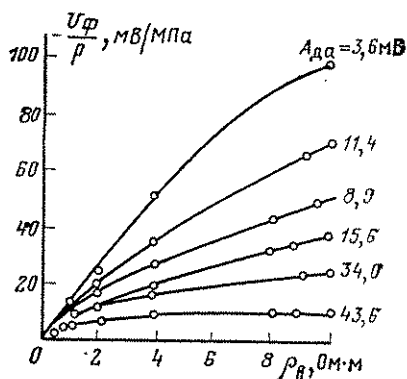


Рис. 68. Зависимость потенциала $-U_\phi$ фильтрации от дзета-потенциала ζ породы (по М. А. Белякову).

Удельное электросопротивление ρ_v воды, насыщающей образцы 7 Ом·м; давление $p=0,25$ МПа

Рис. 70. Зависимости $U_\phi = f(k_{пр})$ [по М. А. Белякову] при продавливании через образец раствора NaCl (а) и необработанный глинистый раствор (б).

$\rho_v = \rho_\phi = 7$ Ом·м; $p = 5$ МПа

Диффузионные потенциалы и коэффициент диффузионной ЭДС. Такие потенциалы наблюдаются при непосредственном контакте электролитов, неодинаковых по концентрации или химическому составу. Они обуславливаются разной подвижностью ионов, диффундирующих из более в менее концентрированный раствор [19, 44]. Если контактируют бинарные электролиты, различные только по концентрации (например, санти- и децимолярные растворы хлористого натрия, хлористого калия, сернокислого натрия, хлористого кальция и т. д.), то возникающий скачок потенциала (в милливольт-тах) определяется уравнением Нернста

$$\begin{aligned} \mathcal{E}_{\text{д } C_0/C} &= a' \cdot 10^3 \frac{RT}{F} \frac{v_K u - v_A v}{v_K z_K u + v_A z_A v} \lg \frac{a_0}{a} = \\ &= a' \cdot 10^3 \frac{RT}{F} \frac{v_K u - v_A v}{v_K z_K u + v_A z_A v} \lg \frac{C_0}{C} = \\ &= 58 \frac{v_K u - v_A v}{v_K z_K u + v_A z_A v} \lg \frac{C_0}{C} = K_{\text{д}} \lg \frac{C_0}{C}, \end{aligned}$$

где $a' = 2,30$ — модуль перевода натуральных логарифмов в десятичные; $R = 8314,31$ Дж/(кмоль·градус) — универсальная газовая постоянная; $T = 291,15$ К — абсолютная температура; $F = 9,64914 \cdot 10^7$ Кл/кмоль — число Фарадея; v_K и v_A — числа катионов и анионов, на которые диссоциирует молекула электролита; z_K и z_A — валентности (зарядные числа) анионов и катионов; u и v — электролитические подвижности (или молярные ионные электропроводности) соответственно анионов и катионов, $\text{м}^2/(\text{Ом} \cdot \text{моль})$; C_0 и C — молярные концентрации соприкасающихся электролитов (C_0 — постоянная и более высокая величина, чем C , которая может принимать любые заданные значения, меньшие C_0); a_0 и a^1 — активности соответственно более и менее концентрированного раствора электролита;

$$K_{\text{д}} = 58 \frac{v_K u - v_A v}{v_K z_K u + v_A z_A v} -$$

коэффициент диффузионной ЭДС.

Для бинарного одновалентного электролита, например NaCl, $v_K = v_A = 1$, $z_K = z_A = 1$ и

$$\mathcal{E}_{\text{д } C_0/C} = a' \cdot 10^3 \frac{RT}{F} \frac{u - v}{u + v} \lg \frac{C_0}{C} = K_{\text{д}} \lg \frac{C_0}{C}, \quad (20)$$

где коэффициент диффузионной ЭДС

$$K_{\text{д}} = a' \cdot 10^3 \frac{RT}{F} \frac{u - v}{u + v}.$$

¹ Вместо активностей можно использовать концентрации только в случае разбавленных растворов, так как C не учитывают взаимодействия ионов. Однако на практике для расчетов $\mathcal{E}_{\text{д}}$ и $\mathcal{E}_{\text{д } a}$ обычно применяют концентрации или удельные сопротивления ($C = 1/\rho$), так как активности трудно определимы.

Для контактирующих растворов хлористого натрия при температуре 18 °С

$$\begin{aligned} \mathcal{E}_{\text{д}C_0/C} &= 58 \left(\frac{u}{u+v} - \frac{v}{u+v} \right) \lg \frac{C_0}{C} = \\ &= 58 (t_+ - t_-) \lg \frac{C_0}{C} = -11,6 \lg \frac{C_0}{C}, \end{aligned}$$

где $t_+ = u/(u+v) = 0,39$ и $t_- = v/(u+v) = 0,61$ — числа переноса соответственно анионов и катионов; $(t_+ - t_-) = 0,22$.

При сопоставлении растворов различных солей для расчета диффузионных потенциалов используют уравнение Гендерсона [2], а также измеряют их в лаборатории [5]. Расчетные и экспериментальные значения $\mathcal{E}_{\text{д}C_0/C}$ достаточно хорошо согласуются между собой (рис. 71, кривые 1 и 2).

Коэффициенты K_d для NaCl, CaCl₂, MgCl₂, NaHCO₃ при температуре 20 °С и концентрациях этих электролитов от бесконечного разведения до 0,1—1,0 н имеют соответственно значения от (−11,6) до 13 мВ, от (−19,6) до (−22) мВ, от (−22,5) до (−25,3) мВ, от 2,2 до 4,2 мВ.

Диффузионно-адсорбционные потенциалы и коэффициент диффузионно-адсорбционной ЭДС. Значения электрохимических диффузионно-адсорбционных потенциалов $\mathcal{E}_{\text{да}C_0/C}$ на контакте разных влажных пород или породы и электролита определяют как адсорбционные, так и диффузионные процессы. Адсорбция способствует образованию в порах влажных пород у фазовых границ раздела двойного электрического слоя. Так как подвижность противоионов и особенно коионов ДЭС меньше, чем ионов свободного порового электролита, то средние или эффективные подвижности анионов и катионов порового электролита меньше их подвижности в свободном растворе. Различие этих подвижностей тем значительнее, чем большую долю порового электролита составляет объем, занятый ДЭС.

В поровом электролите возрастает также различие между электролитическими подвижностями

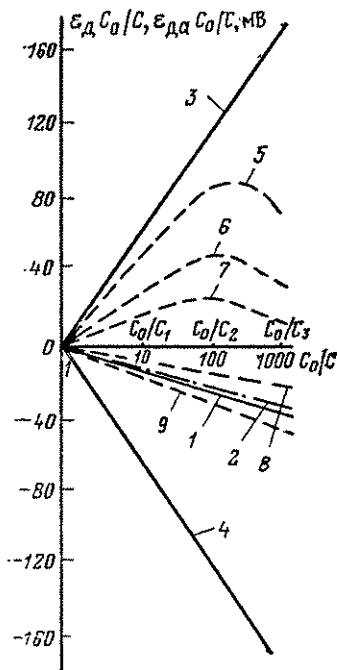


Рис. 71. Зависимости диффузионной и диффузионно-адсорбционной ЭДС от отношения концентраций растворов.

$\mathcal{E}_{\text{д}C_0/C} = f(\lg C_0/C)$: 1, 2 — расчетная и экспериментальная для растворов NaCl; $\mathcal{E}_{\text{да}C_0/C} = f(\lg C_0/C)$: 3, 4 — расчетные для растворов NaCl и CaCl₂; 5—9 экспериментальные для песчано-глинистых пород (от кривой 5 к кривой 9 глинистость пород уменьшается)

анионов и катионов по сравнению со свободным раствором. Если свободный электролит в породе практически отсутствует (как, например, у глин), то потенциалопределяющие ионы вообще теряют подвижность и в диффузии на контакте глина — электролит или глина — песок и т. д. принимают участие со стороны глины только противоионы. В этом предельном случае диффузионно-адсорбционные потенциалы более всего отличаются по величине или также знаку от диффузионных; их можно оценить (в милливольтх) при бинарном одноодновалентном электролите (например, NaCl) в порах породы и на контакте с ней по следующему уравнению:

$$\begin{aligned} \mathcal{E}_{\text{да } C_0/C} &= 2,3 \cdot 10^3 \frac{RT}{F} \frac{u' - v'}{u' + v'} \lg \frac{C_0}{C} = \\ &= 2,3 \cdot 10^3 \frac{RT}{F} \left(\frac{u'}{u' + v'} - \frac{v'}{u' + v'} \right) \lg \frac{C_0}{C} = K_{\text{да}} \lg \frac{C_0}{C}, \quad (21) \end{aligned}$$

где u' и v' — эффективные (средние) электролитические подвижности ионов электролита; $K_{\text{да}} = 2,3 \cdot 10^3 (RT/F) (u' - v') / (u' + v')$ — коэффициент диффузионно-адсорбционной ЭДС.

Если поры влажной породы почти нацело заняты ДЭС (как у природных адсорбентов) и в потенциалопределяющем слое находится анион ($v' \approx 0$), то выражение (21) упрощается до вида:

$$\mathcal{E}_{\text{да } C_0/C} = 2,3 \cdot 10^3 \frac{RT}{F} \lg \frac{C_0}{C} = 58 \lg \frac{C_0}{C}, \quad (22)$$

но в потенциалопределяющем слое может оказаться и положительный ион (как у некоторых пелитоморфных известяков), тогда $u' = 0$ и

$$\mathcal{E}_{\text{да } C_0/C} = -2,3 \cdot 10^3 \frac{RT}{F} \lg \frac{C_0}{C} = -58 \lg \frac{C_0}{C}. \quad (23)$$

Сравнение диффузионных и диффузионно-адсорбционных потенциалов, рассчитанных по формулам (20), (22), (23), для растворов NaCl и четырех соотношений C_0/C их концентраций (см. рис. 71, кривые 3, 4) показывает значительное различие.

При средних подвижностях ионов, обычно характерных для пород, уравнение (21) не определяет $\mathcal{E}_{\text{да}}$, так как нам эти подвижности неизвестны. Приближенный расчет $\mathcal{E}_{\text{да}}$ можно выполнить по более сложным уравнениям, выведенным Д. А. Шапиро [46], Х. И. Хиллом и И. Д. Мильберном, Б. Ю. Вендельштейном и др.; они позволяют получать графики зависимости $\mathcal{E}_{\text{да}}$ от C_0/C при любых адсорбционных способностях пород, которые характеризуются величинами $\alpha = A(S_v/w_n)$ (где S_v/w_n — относительная удельная поверхность; A — коэффициент, определяющий влияние на величину α фазового состава пород) или приведенной емкости обмена q_v .

Аналитические уравнения определяют $\mathcal{E}_{\text{да}C_0/C}$ приближенно и выявляют лишь общие закономерности изменения этой величины в зависимости от изменения C_0/C , α , Q_V , q_V и т. д. В связи с этим $\mathcal{E}_{\text{да}C_0/C}$ обычно измеряют в лаборатории на образцах пород [5].

На рис. 71 представлены графики экспериментальных зависимостей $\mathcal{E}_{\text{да}C_0/C} = f[\lg(C_0/C)]$ для пород (песчано-глинистых или известково-магнезиальных), глинистость которых уменьшается от кривой 5 до кривой 9. При анионном виде адсорбции (слой противоионов — катионы) экспериментальные значения диффузионно-адсорбционных потенциалов для заданных отношений C_0/C тем больше отличаются от диффузионных при тех же концентрациях, чем выше глинистость пород, так как именно глинистостью в основном определяется $\bar{S}_V/w_{\text{п}}$ и q_V , а следовательно, и средняя подвижность ионов.

Однако при равных относительных удельных поверхностях можно получить резко различные значения $\mathcal{E}_{\text{да}C_0/C}$ — максимальные при присутствии в слое противоионов и свободном растворе ионов калия и минимальные при наличии в тех же частях порового электролита иона кальция (рис. 72). В связи с этим в общем случае экспериментальные зависимости $\mathcal{E}_{\text{да}C_0/C} =$

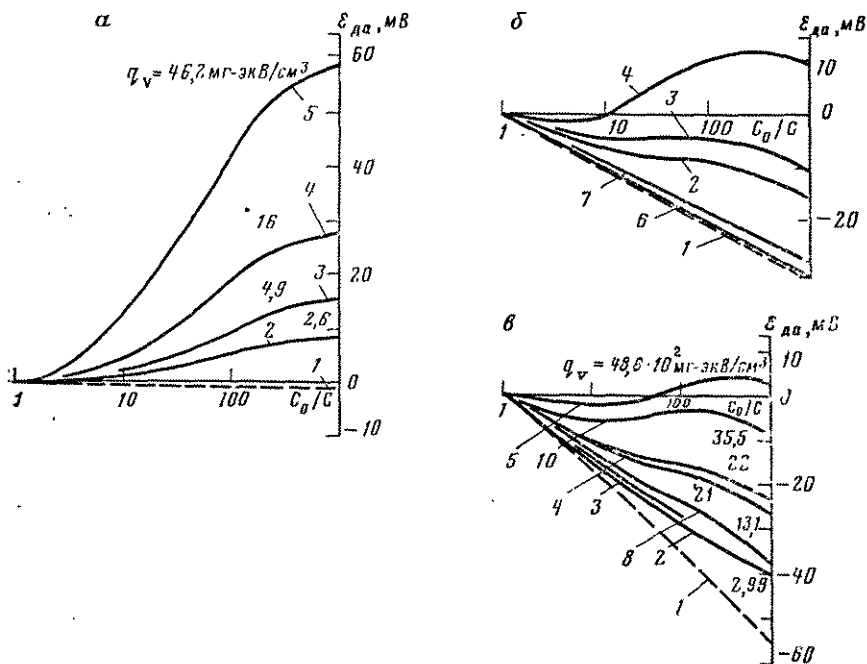


Рис. 72. Зависимости $\mathcal{E}_{\text{да}} = f[\lg(C_0/C)]$ для различных пород ($C_0 = 0,01 \text{ Н}$), насыщенных катионами K^+ (а), Na^+ (б) и Ca^{2+} (в) [по Б. Ю. Вендельштейну]. 1 — зависимость $\mathcal{E}_d = f[\lg(C_0/C)]$; 2–10 — зависимости $\mathcal{E}_{\text{да}} = f[\lg(C_0/C)]$, соответственно для уральской огнеупорной глины, каолина, гжельской глины, кила крымского, маршала, боксита, ухтинской зеленой глины, джебельского бентонита и аскангеля

$=f[\lg(C_0/C)]$ также подтверждают, что $\mathcal{E}_{\text{дас } C_0/C} = f(A, S_V/\omega_\Pi) = f(\alpha)$.

Электрохимическая диффузионно-адсорбционная активность. Способность пород поляризоваться на контакте с электролитом или другой влажной породой и создавать в этих условиях разные диффузионно-адсорбционные потенциалы называется электрохимической диффузионно-адсорбционной активностью.

Мерой электрохимической активности данного образца породы является величина

$$A_{\text{дас } C_0/C_i} = K_{\text{дас } C_0/C_i} - K_{\text{д } C_0/C_i} = \frac{\mathcal{E}_{\text{дас } C_0/C} - \mathcal{E}_{\text{д } C_0/C_i}}{\lg(C_0/C_i)},$$

где C_0 и C_i — концентрации электролита соответственно в породах породы и на контакте с ней.

Значения $A_{\text{дас}}$ обуславливаются составом фаз пород, их структурой, температурой и давлением.

Величину $A_{\text{дас } C_0/C}$, однако, не применяют для сравнения электрохимических активностей одно- и разнотипных пород, так как она непостоянна даже для определенного образца породы (уменьшается с ростом отношения C_0/C) из-за несовершенства способа измерения $\mathcal{E}_{\text{дас } C_0/C}$ (см. рис. 71) и потому, что концентрация C_0 различных образцов пород практически неопределима.

Для сравнительной характеристики диффузионно-адсорбционной электрохимической активности различных пород используется величина

$$A_{\text{дас}} = K_{\text{дас}} - K_{\text{д}} = \frac{\Delta \mathcal{E}_{\text{дас } C_2+C_1} - \Delta \mathcal{E}_{\text{д } C_2+C_1}}{\lg C_1/C_2}. \quad (24)$$

Ее определяют в такой последовательности:

1) находят приращение

$$\begin{aligned} \Delta \mathcal{E}_{\text{дас } C_2+C_1} &= \mathcal{E}_{\text{дас } C_0/C_2} - \mathcal{E}_{\text{дас } C_0/C_1} = \\ &= K_{\text{дас}} \lg C_0/C_2 - K_{\text{дас}} \lg C_0/C_1 = K_{\text{дас}} \lg(C_1/C_2), \end{aligned}$$

диффузионно-адсорбционных потенциалов на том участке экспериментальной кривой $\mathcal{E}_{\text{дас } C_0/C} = f[\lg(C_0/C)]$, где $K_{\text{дас}}$ постоянен (участок между отношениями концентраций C_0/C_2 и C_0/C_1 , см. рис. 71);

2) рассчитывают приращение

$$\begin{aligned} \Delta \mathcal{E}_{\text{д } C_2+C_1} &= \mathcal{E}_{\text{д } C_0/C_2} - \mathcal{E}_{\text{д } C_0/C_1} = \\ &= K_{\text{д}} \lg(C_0/C_2) - K_{\text{д}} \lg(C_0/C_1) = K_{\text{д}} \lg(C_1/C_2). \end{aligned}$$

диффузионных потенциалов на соответствующем участке кривой $\mathcal{E}_{\text{д } C_0/C} = f[\lg(C_0/C)]$ (см. рис. 71);

3) определяют коэффициенты

$$K_{\text{да}} = \frac{\Delta \mathcal{E}_{\text{да}} C_2 + C_1}{\lg(C_1/C_2)} = \frac{\mathcal{E}_{\text{да}} C_0/C_2 - \mathcal{E}_{\text{да}} C_0/C_1}{\lg(C_1/C_2)};$$

$$K_{\text{д}} = \frac{\Delta \mathcal{E}_{\text{д}} C_2 + C_1}{\lg C_1/C_2} = \frac{\mathcal{E}_{\text{д}} C_0/C_2 - \mathcal{E}_{\text{д}} C_0/C_1}{\lg(C_1/C_2)};$$

4) вычитают из значения коэффициента $K_{\text{да}}$ величину $K_{\text{д}}$.

Таким образом, диффузионно-адсорбционная активность $A_{\text{да}}$ — физико-химическая величина, которая определяет способность пород давать неодинаковую разность между приращениями диффузионно-адсорбционных и диффузионных потенциалов на единицу логарифма отношений концентраций (или лучше активностей) или удельных электрических сопротивлений [5] двух соприкасающихся с породой электролитов при различных их составах, температурах и давлениях. При анионном виде адсорбции ($C_0 = \text{const}$, $C_1/C_2 = 10$) и породе, насыщенной и соприкасающейся с растворами NaCl, предельное значение диффузионно-адсорбционной активности для породы с очень большими S_V/w_n (например, пластичной глины)

$$A_{\text{да}} = \frac{\Delta \mathcal{E}_{\text{да}} C_2 + C_1 - \Delta \mathcal{E}_{\text{д}} C_2 + C_1}{\lg(C_1/C_2)} = K_{\text{да}} - K_{\text{д}} = \frac{58 - (-11,6)}{\lg(C_1/C_2)} = 70 \text{ мВ}.$$

При тех же условиях и катионной адсорбции (в потенциал-определяющем слое находится катион) $A_{\text{да}} = -46 \text{ мВ}$.

§ 32. ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТЬ (ЭЛЕКТРОСОПРОТИВЛЕНИЕ), ПОТЕРИ И ИХ ХАРАКТЕРИСТИКИ

Электропроводность — свойство пород проводить ток (электрические заряды), электросопротивление — препятствовать его прохождению. Процесс электропроводности сводится к движению (дрейфу, миграции) носителей зарядов (ионов, электронов, дырок) в направлении соответствующих электродов, при помощи которых в рассматриваемую среду вводится ток. Различают токи: а) проводимости (сквозной), б) адсорбционный (связанный с релаксационными видами поляризации), в) емкостной.

При сквозном или токе $I_{\text{скв}}$ проводимости свободные и слабосвязанные в ДЭС ионы, электроны и дырки (если в состав породы входят полупроводники или проводники) проходят объемом породы между электродами и передают им свой заряд непосредственно (электроны и дырки) или путем электрохимических реакций (ионы). Адсорбционный не сквозной, спадающий во времени, достаточно значительный ток $I_{\text{абс}}$ обуславливается становлением всех медленных (релаксационных и миграционных) видов поляризации. При этом электроны или ионы, пройдя в породе некоторое расстояние, прекращают свое направленное движение. Адсорбционные токи способствуют нагреву об-

разца и затрате энергии приложенного поля; они имеют активную $I_{\text{абс. а}}$ и реактивную $I_{\text{абс. р}}$ составляющие. Вследствие поляризации смещения и зарядки геометрической межэлектродной емкости в породе протекает и чисто емкостной ток $I_{\text{см}}$. Полный ток представляет собой результирующую всех указанных выше токов.

В постоянном поле стационарный (установившийся) ток практически не имеет в качестве составляющих токи абсорбционный и смещения. Потери в этом случае связаны со сквозной проводимостью. Постоянный ток I пропорционален напряженности E электрического поля и сечению F образца породы:

$$I = \sigma FE,$$

где коэффициент пропорциональности σ (в См/м) — удельная электропроводность, характеризующая неодинаковую способность различных пород проводить ток. Так как $E = U/l$ (где U — разность электрических потенциалов на длине l образца породы), то $I = \sigma(U/l)F$, и сопротивление R (в Ом) образца

$$R = U/I = l/\sigma F = \rho l/F.$$

Таким образом, электрическое сопротивление R образцов породы пропорционально их длине и обратно пропорционально сечению. Коэффициент пропорциональности ρ (в Ом·м) показывает, что при одинаковых размерах образцы могут иметь различные сопротивления. Удельное электросопротивление — величина, определяющая различную способность неодинаковых пород препятствовать прохождению тока.

Число зарядов, переносимых через единичное сечение металлического проводника тока в единицу времени, определяется соотношением

$$\vec{j}_{\text{ср}} = nq\vec{v}_{\text{ср}},$$

где $\vec{j}_{\text{ср}}$ — средняя плотность электрического тока; n — число носителей заряда в единице объема; q — их заряд; $\vec{v}_{\text{ср}} = uE_{\text{ср}}$ — вектор — средняя скорость направленного движения заряженных частиц ($u = q\lambda/2mv$ — подвижность заряженных частиц; λ — средняя длина свободного пробега электронов; m — масса электрона; v — средняя скорость теплового движения электрона внутри проводника).

Но так как плотность тока $\vec{j}_{\text{ср}} = \sigma E_{\text{ср}}$, то удельная электропроводность $\sigma = nqu = qn\lambda/2mv$ зависит от вида и состояния проводящей породы. Однако плотность $\vec{j}_{\text{п}}$ тока в относительно плохо проводящих породах, возникающего в переменном электромагнитном поле, является векторной суммой ее активной $\vec{j}_{\text{а}} = \vec{j}_{\text{св}} + \vec{j}_{\text{абс. а}}$ и реактивной $\vec{j}_{\text{р}} = \vec{j}_{\text{см}} + \vec{j}_{\text{абс. р}}$ составляющих, т. е.

$\vec{j}_n = \vec{j}_a + \vec{j}_p$ (рис. 73). Причем компонента активной плотности $\vec{j}_a$ тока (плотности $\vec{j}_{скв}$ и $\vec{j}_{абс.а}$ соответственно активных сквозного и релаксационного токов) совпадает по фазе с напряженностью E приложенного к образцу поля, а компоненты плотности $\vec{j}_p$ реактивного тока (плотности $\vec{j}_{см}$ и $\vec{j}_{абс.р}$ соответственно емкостного и реактивного токов) опережают его на $\pi/2$ (рис. 73).

В полях переменного тока так же, как и в постоянных полях, справедлив закон Ома, однако в дифференциальной форме

$$\vec{j}_n = \sigma^* E,$$

где

$$j_n = I_n / F \quad \text{и} \quad \sigma^* = \sigma_a + i\omega\epsilon_0\epsilon = \sigma_a + i\omega\sigma_a\tau_0 = \sigma_a + i\sigma_p \quad (25)$$

— среднее значение комплексной удельной электропроводности. Величина σ^* учитывает то, что в переменном поле имеются токи сквозной и смещения. В последнем уравнении $\tau_0 = \epsilon_0\epsilon / \sigma_a$ — время релаксации породы, определяющее скорость достижения электрического равновесия в среде по наложению поля; ϵ и ϵ_0 — диэлектрическая проницаемость среды и электрическая постоянная, равная 8,854 пФ/м; ω — угловая частота тока; $i = \sqrt{-1}$ — мнимая единица.

Таким образом, комплексная удельная электропроводность σ^* пород определяется не только сквозным током, но и токами, обусловленными всеми успевшими развиться видами поляризации.

Горным породам присущи все составляющие токов, так как проводящие компоненты (например, зерна самородных металлов) смешаны с изоляторами (например, кварцем) и электролитом (природная вода).

При наложении на породу переменного электрического поля часть его энергии теряется (переходит в тепло). Эти потери нередко значительно превышают те же потери в постоянном поле и называются диэлектрическими.

Они подразделяются на потери от проводимости, релаксации, определяемые тепловой поляризацией и связанные с другими видами поляризации. Диэлектрические потери характеризуются отношением активного тока к реактивному или значением угла δ диэлектрических потерь в треугольнике токов и напряжения (см. рис. 73). Эти величины чаще используются в качестве электрических характеристик для пород в переменных полях, чем удельная

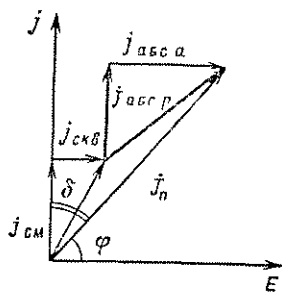


Рис. 73. Векторная диаграмма распределения токов и напряжений в породе

¹ $\epsilon_0 = C_0 / G_0$, где C_0 и G_0 характеризуют геометрические размеры пород и находятся из соотношений $C = \epsilon C_0$ и $G = \sigma G_0$. Причем C — емкость и G — электропроводность.

комплексная электропроводимость σ^* . Отношение активной и реактивной составляющих плотности тока определяет

$$\operatorname{tg} \delta = \vec{j}_a / \vec{j}_p = (\vec{j}_{\text{св}} + \vec{j}_{\text{абс.а}}) / (\vec{j}_{\text{см}} + \vec{j}_{\text{абс.р}}).$$

Угол δ дополняет до 90° угол сдвига фаз между полным переменным током, протекающим через конденсатор с образцом диэлектриком, и напряжением между его пластинами.

Итак, горные породы проводят электрический ток, поляризуются под его воздействием, а также на контакте с электролитом или при продавливании последнего через эти среды. Прохождение через породы тока (особенно переменного) сопровождается энергетическими потерями. Различное участие горных пород в этих процессах характеризуют: удельная электропроводность σ (или удельное электросопротивление ρ), диэлектрическая проницаемость ϵ , тангенс угла диэлектрических потерь $\operatorname{tg} \delta$, вызванная A_v , диффузионно-адсорбционная $A_{\text{да}}$ и фильтрационная $A_{\text{ф}}$ активности. Значения всех этих величин изменяются в широких пределах, которые обусловлены первоначальным составом, структурой, термобарическими условиями образования пород, изменениями этих особенностей и условий залегания пород в течение их жизни.

Электрические величины находятся в тесной связи друг с другом и с рядом других важнейших петрофизических величин. Поэтому нередко с достаточной точностью можно оценить по одной электрической величине другую.

§ 33. ГАЗОВАЯ ФАЗА

Теперь рассмотрим: 1) электрические свойства газовой, жидкой, твердой составляющих пород, 2) влияние вещественного и фазового составов, распределения в объеме компонентов, их взаимодействия, термобарических условий на значения электрических величин пород, 3) связи между электрическими и другими петрофизическими характеристиками.

Если газовая фаза является воздухом, представление об ее удельной электропроводности $\sigma_{\text{вз}}$ можно получить, рассматривая данные о проводимости атмосферы, которая определяется главным образом присутствием в последней ионов:

$$\sigma_{\text{вз}} = e \left(\sum_i n_i u_i + \sum_j \tilde{n}_j u_j \right),$$

где e — заряд электрона; n_i , n_j , u_i и u_j — концентрации и подвижности соответственно положительных и отрицательных ионов. На значение $\sigma_{\text{вз}}$ оказывают влияние также влажность и турбулентность атмосферы. Средние значения удельного электросопротивления атмосферы у поверхности Земли 10^{14} Ом·м. Тот же порядок этой величины имеют и смеси газообразных углеводородов.

Таблица 8. Диэлектрическая проницаемость воздуха

Температура, °C	Давление, МПа	Частота поляризующего тока	ϵ
0	1	$< 3 \cdot 10^6$	1,00590
19	1	$3 \cdot 10^6$	1,000576
19	20	$> 3 \cdot 10^6$	1,0108

Диэлектрическая проницаемость воздуха и смесей газообразных углеводородов близка к единице (табл. 8). Это обусловлено малой плотностью газов и тем, что их молекулы неполярны, поэтому ϵ газов определяется в основном незначительной и не зависящей от частоты электронной поляризацией.

В газах не определяется вызванная электрохимическая активность, так как их электронная поляризация спадает раньше, чем ее можно зарегистрировать в лаборатории и полевых условиях.

§ 34. ЖИДКАЯ ФАЗА

Удельное электросопротивление нефти очень велико (достигает 10^{14} Ом·м). А для поровых вод его значения очень сильно изменяются в зависимости от минерализации, температуры и в меньшей степени от состава вод. Минерализация последних возникает при растворении в воде с удельным электросопротивлением $2 \cdot 10^5$ Ом·м (галита, сильвина, бишофита и др). Зависимость удельного электросопротивления ρ_v природных растворов от их минерализации и температуры хорошо прослеживается для растворов галита в воде (рис. 74) (галит — наиболее распространенный из растворимых минералов с $\rho_m = 10^{14}$ Ом·м). Как видно из этих данных, удельное электросопротивление раствора NaCl с концентрацией $C_v = 200$ кг/м³ ($\rho_{v 18^\circ \text{вс}} = 0,055$ Ом·м) в 1000 раз меньше сопротивления раствора с концентрацией 0,1 кг/м³ ($\rho_{v 18^\circ \text{вс}} \approx 55$ Ом·м).

Температура на ρ_v влияет меньше. В диапазоне 20—200 °C ρ_v может, например, для раствора NaCl заданной концентрации уменьшиться до 6 раз (рис. 75). Спад ρ_v с температурой объясняют уменьшением вязкости поровой воды (см. рис. 75), а также гидратации ионов ее электролита, увеличивающих их подвижность, а следовательно, и электропроводность электролита.

Состав вод несущественно влияет на ρ_v , особенно в том случае, если они не содержат ионов OH^- и H^+ с аномально высокой подвижностью. При одинаковой концентрации нормальные растворы NaCl, KCl, CaCl₂ и MgCl₂ имеют близкое удельное электросопротивление. Однако при той же концентрации удельное электросопротивление растворов H₂SO₄ гораздо ниже (см. рис. 74). Хотя удельное электросопротивление растворов и уменьшается с увеличением их концентрации, умень-

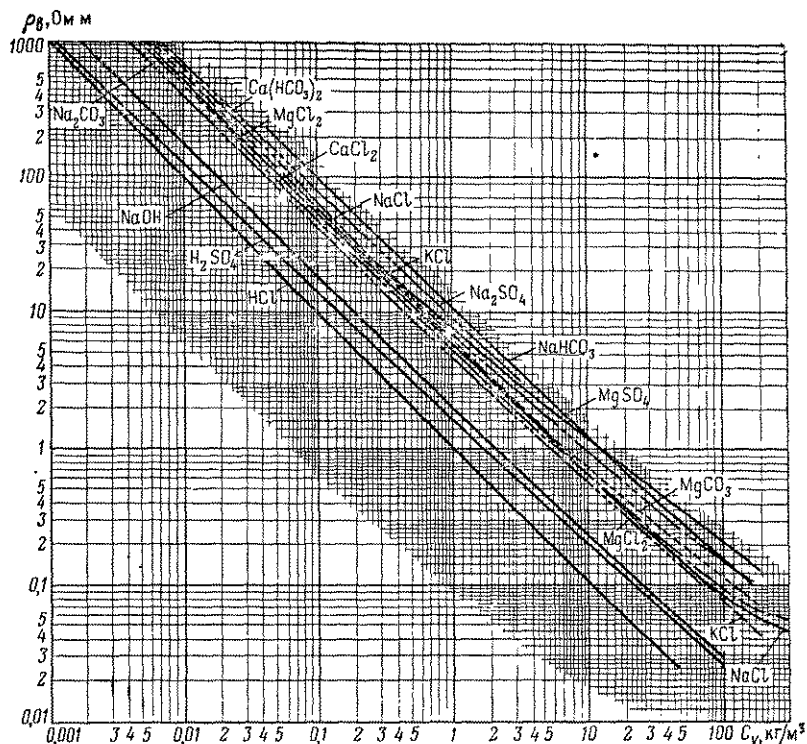


Рис. 74. Зависимости удельного электросопротивления ρ_v водных растворов электролитов от их объемной концентрации C_γ при температуре 20 °C

шение это тем слабее, чем выше концентрация растворов электролитов, так как при этом снижается подвижность ионов, а для солей слабых кислот и степень диссоциации. Характер зависимости удельного электросопротивления растворов солей от их химического состава определяется формулой

$$\rho_v = 10 / \Sigma (C_a v_f + C_k u_f),$$

где C_a и C_k — число грамм-эквивалентов анионов и катионов в растворе; v и u — их электролитические подвижности; f_a и f_k — коэффициенты электропроводности, зависящие от концентрации растворенных солей и их химического состава.

Так как для некоторых видов солей пластовых вод различие удельного электросопротивления, связанное с неодинаковой подвижностью их ионов, невелико (см. рис. 74), можно рассчитывать ρ_v по общей минерализации растворов и подвижности ионов преобладающего электролита (в природных водах это обычно NaCl).

Минерализация природных вод изменяется от $< 0,1$ до ≈ 500 г/л, а их температура — от < 10 до > 200 °C, в соответ-

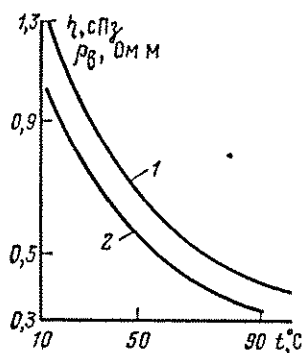


Рис. 75. Зависимости удельного электросопротивления ρ_v (1) раствора NaCl ($C_{NaCl} \approx 5$ г/л) и вязкости η (2) воды от температуры t

ствии с этим ρ_v варьирует от 10^{-2} до 10^3 Ом·м. Минимальные ρ_v около сотых долей ом-метра относятся к высокоминерализованным водам нефтегазоносных отложений и некоторым водам рудных месторождений. Удельное электросопротивление поровых вод нефтегазоносных и других глубоководных отложений нередко уменьшается с возрастом, так как в этом направлении обычно увеличивается их минерализация и изменяется химический состав. Максимальное сопротивление от 8 до 10^3 Ом·м характерно для близповерхностных грунтовых, исключительно чистых речных и дождевых вод. Удельное электросопротивление морской воды около 0,2 Ом·м.

Смеси природных вод и нефти (или газа) или всех этих трех веществ имеют тем меньшее удельное электросопротивление, чем большая объемная доля в них приходится на природную воду и чем выше ее минерализация и температура смеси.

Диэлектрическая проницаемость воды зависит от концентрации и состава растворенных в воде солей. Для бинарных электролитов по Г. Фалькенгагену

$$\epsilon = \epsilon_0 + 3,79 \sqrt{C},$$

где ϵ — диэлектрическая проницаемость раствора; ϵ_0 — то же, чистой воды; C — концентрация раствора в молях на 1 дм³.

Диэлектрическая проницаемость смесей воды и нефти ниже по сравнению с диэлектрической проницаемостью этих компонентов в отдельности (вода имеет $\epsilon_v \approx 80$ и нефть $\epsilon_n \approx 2$) и зависит от их объемного соотношения. Вызванные электрохимические активности воды и нефти близки к нулю, так как характерные для этих веществ виды поляризации (электронная и тепловая дипольная для воды и электронная для нефти) успевают упасть раньше, чем их можно зарегистрировать разработанными способами. Диффузионно-адсорбционную активность этих веществ определить нельзя.

§ 35. МИНЕРАЛЫ

Удельное электросопротивление ρ_m большинства исследованных минералов изменяется в очень широких пределах — 10^{-6} — 10^{15} Ом·м. Минералы с более высокими или низкими ρ_m встречаются редко. Диэлектрическая проницаемость минералов варьирует от ~ 3 до > 150 ед. ϵ_m . Широкие пределы колебания

значений ρ_m и ϵ_m объясняются существенными различиями в их составе и структуре. Вызванная и диффузионно-адсорбционная электрохимическая активности минералов изучались недостаточно. Некоторые исследователи знаком «+» отмечают минералы с повышенной поляризуемостью (их примеси существенно увеличивают A_v пород), а знаком «—» их плохо поляризующиеся разности. К минералам с повышенной поляризуемостью относятся самородные металлы, графит, многие сульфиды и некоторые из окислов.

По значениям ρ_m и ϵ_m , характеру процессов, в которых они проявляются, и условиям регистрации этих величин минералы можно разделить на три группы. Первая включает самородные металлы, их природные парагенезисы, графит; вторая — многие сульфиды, их аналоги, часть окислов; третья — самородные неметаллы (серу, селен, алмаз), за исключением графита, силикаты, карбонаты, хлориды, фосфаты и минералы ряда других не названных классов, за исключением некоторых их представителей. У всех минералов первой группы значения ρ_m обычно очень малы ($n \cdot 10^{-8}$ до 10^{-5} Ом·м), а ϵ_m велики (стремятся к бесконечности), ряд из них хорошо поляризуется. Эти минералы являются природными проводниками, для которых характерно незначительное удельное электросопротивление (большая удельная электропроводность). Электрический ток в кристаллах таких минералов переносят свободные электроны.

Свободные электроны содержат также и природные полупроводники: большинство сульфидов (ковелин, борнит, пирротин, халькопирит и др.), арсенидов (никелин, скуттерудит и др.), селенидов и некоторые из окислов (магнетит, гематит, куприт и др.).

Удельное электросопротивление минералов второй группы обычно укладывается в пределы $>10^{-6}$ — 10^{11} Ом·м, близкие к тем, которые соответствуют полупроводникам ($>10^{-6}$ до $<10^8$ Ом·м) с электронной и дырочной проводимостями. Диэлектрические проницаемости многих из них (например, арсенирита, халькозина, галенита, молибденита, пирротина, льда, воды, рутила, пиролюзита и др.) больше 80, а нередко и гораздо выше, чем ϵ_m минералов остальных классов. Ряд из них обладает повышенной поляризуемостью, хотя среди окислов есть и плохо поляризующиеся разности.

Высокие и повышенные значения ϵ сульфидов, для которых характерна поляризация электронного и ионного смещений, объясняются [35] большим радиусом иона серы, способствующим его значительной поляризации, а также тем, что в их состав входят сильно поляризующиеся катионы металлов (например, свинец, имеющий в наружной оболочке 18 электронов, медь, серебро, железо и др.). Высокая ϵ окислов связана [35], по-видимому, с наличием иона кислорода. Он имеет довольно высокую поляризуемость и значительное отношение ее к радиусу ионов, что определяет плотность их упаковки в кристалле,

с ростом которой увеличивается ϵ . Повышенные значения ϵ характерны обычно для окислов, в состав которых наряду с кислородом входят такие металлы, как Pb, Fe, Pt. Высокие значения установлены также для браунита, пиролюзита, рутила, перовскита, анатаза и брукита, имеющих марганец или титан. Для рутила и перовскита это объясняется особой кристаллической структурой названных минералов, а для воды тем, что ее молекулы, представляющие жесткие диполи, легко ориентируются по полю. Значительная ориентационная поляризация воды резко снижается с ростом температуры и частоты поля.

Однако среди сульфидов и окислов можно встретить разности с пониженными значениями ϵ (например, сфалерит, кинноварь, антимонит, куприт и др.), что объясняют наличием для некоторых из них лишь поляризации электронного смещения (куприт, эвксенит), и высокими значениями ρ из-за небольшого числа свободных электронов.

Удельное электросопротивление минералов третьей группы изучено слабо. Большинство исследованных минералов (кварц, кальцит, ангидрит, флюорит, сера, алмаз) относятся к диэлектрикам (изоляторам), их ρ_m изменяется от $5 \cdot 10^7$ до $2,7 \times 10^{16}$ Ом·м и обычно больше 10^{11} Ом·м. Изоляторами являются также некоторые разности галита, сильвина и биотита. Меньшие значения удельного электросопротивления имеют эгирин, серпентин, сидерит и некоторые другие минералы.

Для минералов рассматриваемой группы при радиочастотах характерна электронная поляризация (например, у алмаза, селена, серы) или электронная и ионная; их ϵ чаще всего находится в пределах 4—6 или 6—8. Менее вероятны ее изменения от 8 до 12. К сильно поляризующимся минералам относятся алмаз ($\epsilon=16$), серицит (гидрослюда) ($\epsilon=19,6 \div 25,4$), церуссит ($\epsilon=19,6 \div 25,4$) и англезит ($\epsilon=14$). Два последних минерала имеют в своем составе свинец.

Итак, к слабополяризующимся диэлектрикам принадлежат многие породообразующие минералы осадочных пород: кварц, полевые шпаты, слюды (мусковит, биотит, флогопит), галит, сильвин, ангидрит, кальцит, доломит, сера, флюорит и др.

Механизм электропроводности у диэлектриков ионный. Носители тока — легкие ионы щелочных металлов, находящиеся или в кристаллической решетке, или в примесях минерала — ионы перескакивают из узла в соседнюю вакансию или движутся межузельные ионы. Ионная электропроводность ионных кристаллов связана с несовершенством их кристаллической решетки и характером распределения ее дефектов.

Во всех трех группах есть минералы с широкими пределами изменения удельного электросопротивления отдельных их разностей. Например, удельное электросопротивление пирита может изменяться от значений $< 10^{-6}$ до 10^2 Ом·м, а магнетита от 10^{-4} до 10^4 Ом·м. Это объясняется примесями. Они могут

нарушить строение кристаллической решетки минералов, создать в поликристалле сеть путей с отличной от основной массы минерала проводимостью (из-за неодинакового состава, строения и проводимости основной массы кристаллов и примесей), покрыть отдельные зерна кристаллов непроводящей или проводящей оболочкой. Например, электропроводность халькозина (Cu_2S) возрастает на несколько порядков при небольшом избытке серы вследствие образования токопроводящих путей из металлически проводящего CuS .

По данным исследований А. С. Семенова сопротивление монокристаллов и поликристаллической массы магнетита различается на несколько порядков из-за наличия очень тонких непроводящих прослоев между кристаллами магнетита. У сульфидов и их аналогов плохопроводящими примесями являются кварц, сфалерит, карбонаты и другие минералы, сопутствующие рудным. Примеси влияют тем больше, чем выше их сопротивление по сравнению с сопротивлением основной массы минерала.

Межкристаллические прослойки, отличающиеся от кристаллов по структуре, составу, физическим и химическим свойствам, образуются при кристаллизации или после нее под воздействием химических и физических факторов; они могут быть от макроскопических до молекулярных толщин. Возникают прослойки также при деформации кристаллов. Тогда в их разрушенных местах образуются продукты распада твердых растворов или же нарушается строение кристаллической решетки.

Для образования сплошных пленок вокруг кристаллов и электрически связанных нитевидных прорастаний достаточно весьма незначительного количества примесей.

Монокристаллы минералов анизотропны. В связи с этим их удельное электросопротивление характеризуется тремя значениями ρ_{11} , ρ_{22} , ρ_{33} , определенными в направлении трех главных кристаллографических осей, с которыми совмещены оси X , Y , Z координатной системы. Если координатные оси не совмещены с тремя главными кристаллографическими, то удельное электросопротивление монокристалла характеризуется девятью его составляющими. У поликристаллических минералов электрической анизотропии нет из-за различной ориентации кристаллических зерен.

Диэлектрические потери изучены слабо. Значения $\text{tg } \delta$ изменяются от $2 \cdot 10^{-4}$ (гипс) до $1,5 \cdot 10^{-1}$ (микроклин). Они получены при частоте 10^4 — 10^5 Гц и температуре 20—30 °С. Самые малые $\text{tg } \delta$ (периклаз и шпинель) соответствуют плотной упаковке ионов в кристалле и высокой его симметрии. Несовершенства структуры кристалла и примеси увеличивают потери. Диэлектрические потери в монокристаллах меньше, чем в их поликристаллических разностях. Значения $\text{tg } \delta$ обычно возрастают у минералов, содержащих кристаллизационную воду. Особенно значительным $\text{tg } \delta$ должен быть у большинства самород-

ных металлов, графита, сульфидов и многих окислов из-за их большой проводимости.

В результате нагревания природных проводников концентрация электронов не изменяется, незначительно влияет оно и на скорость их теплового движения, однако амплитуды колебания ионов кристаллической решетки возрастают. Это препятствует направленному движению электронов в металле, поэтому уменьшаются средняя длина λ их свободного пробега и подвижность u , а следовательно, и электропроводность. При температуре t удельное электросопротивление металла

$$\rho_t = \rho_0 (1 + \alpha \Delta t + \beta \Delta t^2),$$

здесь ρ_0 — значение удельного электросопротивления в начале интервала приращения Δt температуры; α и β — температурные коэффициенты сопротивления.

Электропроводность минералов, полупроводников и диэлектриков возрастает с температурой: у полупроводников из-за увеличения концентрации электронов в зоне проводимости, дырок в валентной зоне и в меньшей степени из-за повышения подвижности носителей тока, у диэлектриков в связи с ростом подвижности ионов и их кинетической энергии. Последняя способствует более интенсивному вырыванию ионов из кристаллической решетки. Увеличение электропроводности σ_t полупроводников и диэлектриков с ростом температуры соответственно определяется по формулам:

$$\sigma_t = \sigma_0 \exp(-E_0/2kT),$$

и

$$\sigma_t = \sigma_0 \exp(-E_0/kT),$$

где E_0 , σ_0 — энергия активации и коэффициент электропроводности при $1/T=0$ (T — абсолютная температура); k — постоянная Больцмана.

Характер снижения удельного электросопротивления с температурой определяется химическим составом и структурой минералов. Электропроводность минералов повышает присутствие в их составе катионов Fe^{3+} , Al^{3+} , Mg^{2+} и Be^{2+} . Экспериментальные данные получены при изменении температуры от 200 до 1000 °C и при нахождении минерала в воздухе.

Дегидратация, декарбонизация и деграфитизация способствуют появлению на графиках зависимостей $\lg \rho = f(1/T)$ различных аномалий [6]. Зависимость σ_m и ρ_m минералов от давления изучена слабее. Однако в соответствии с экспериментальными данными давление в пределах 0,05—2 ГПа изменяет σ_m и ρ_m гораздо меньше, чем колебание температуры в пределах 100—1000 °C.

У минералов, токоносителем которых служат одновалентные ионы большого ионного радиуса, установлен рост сопротивления ρ_m с увеличением давления. Присутствие в составе минералов или в виде примесей катионов железа приводит к уменьше-

нию ρ_m с ростом давления [6]. Имеется немного данных, относящихся к удельному электросопротивлению минералов, включавших различные окислы, при одновременном влиянии температуры и давления. С ростом температуры диэлектрическая проницаемость минералов сначала остается постоянной или немного увеличивается, а затем интенсивность ее повышения возрастает. Чем больше частоты, тем шире диапазон изменения температур, где ϵ_m практически не изменяется.

Диэлектрическая проницаемость минералов в большинстве случаев увеличивается с ростом давления, так как при этом в единице объема оказывается больше поляризованных частиц.

Как изменяется с температурой и давлением $\operatorname{tg} \delta$, A_v и A_{da} минералов, данных пока нет.

§ 36. ТВЕРДАЯ ФАЗА

Твердая фаза пород обычно полиминеральна и чаще всего в целом представлена смесями природных диэлектриков (кварца, полевых шпатов, кальцита, доломита, оливина, пироксенов и др.). При этом ее удельное электросопротивление очень велико (может превышать 10^{11} Ом·м), а диэлектрическая проницаемость (при радиочастотах) относительно мала из-за высоких и близких по значениям удельных электросопротивлений и низких диэлектрических проницаемостей главных и второстепенных минералов этого компонента пород. Реже (как у руд) твердую фазу пород составляют минералы-диэлектрики и проводники (или полупроводники). В этом случае ее среднее удельное электросопротивление $\rho_{T1,2}$ и диэлектрическая проницаемость $\epsilon_{T1,2}$ зависят от удельных электросопротивлений ρ_{T1} и ρ_{T2} и диэлектрических проницаемостей ϵ_{T1} и ϵ_{T2} проводящих и непроводящих составляющих, их объемного долевого содержания w_{T1} и $w_{T2} = 1 - w_{T1}$, формы и распределения диэлектриков (или полупроводников) в твердой фазе.

Зависимости $\rho_{T1,2}$ от ρ_{T2} и ρ_{T1} , $\epsilon_{T1,2}$ и ϵ_{T1} , а также этих двух величин от содержания w_{T1} и w_{T2} и распределений компонентов в смеси достаточно подробно изучены теоретически, а экспериментальных данных получено еще мало.

При теоретических исследованиях, цель которых была в получении уравнений, позволяющих оценивать $\rho_{T1,2}$ и $\epsilon_{T1,2}$ неоднородной двухкомпонентной твердой фазы при заданных объемных соотношениях компонентов, их форме и объемном распределении, твердую фазу представляли в виде упрощенных моделей.

Матричные модели представляют собой укладки равномерно распределенных в пространстве одно- и разноразмерных шаров, кубов, эллипсоидов вращения, предельно сплюснутых и вытянутых эллипсоидов вращения, кубоэктаэдров (рис. 76), прямоугольных пластин и других геометрических фигур. Их поровое пространство полностью заполняется другой составляющей

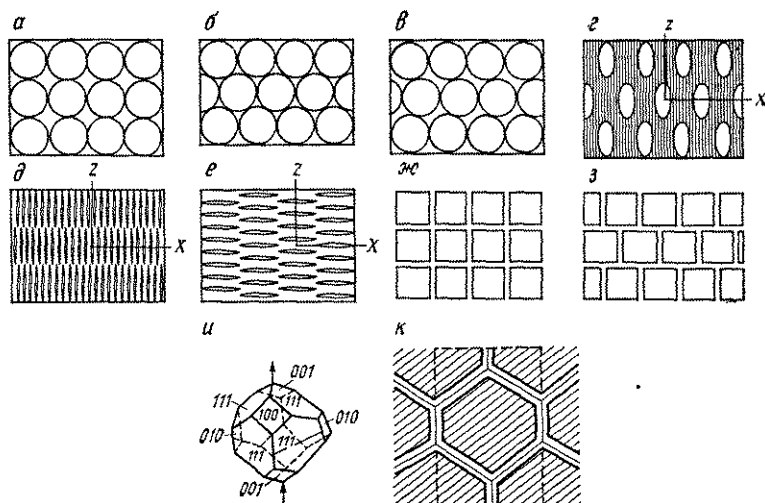


Рис. 76. Схемы идеальных структур двухкомпонентной твердой фазы пород. Твердая фаза: а—в — со сферическими включениями одинакового размера соответственно при рыхлой, плотной и промежуточной укладках; г — с эллипсоидальными равномерно распределенными по объему включениями; д — с игольчатыми включениями; е — с включениями сплюснутых дисков; ж — с кубическими включениями; з — с кубическими включениями, уложенными по системе кирпичной кладки; и — с включениями в виде равносторонних кубиктаэдров; к — разрез диагональной плоскостью элементарной ячейки твердой фазы породы (контур ее показан на чертеже пунктирной линией) с зернами в виде кубиктаэдров (по А. С. Семенову)

среды или эти фигуры разделяются вторым компонентом. Двухкомпонентная твердая фаза представлялась также статистическими смесями, имеющими две составляющие.

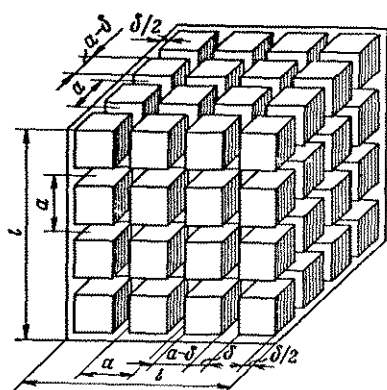


Рис. 77. Модель биминеральной твердой фазы породы с кубическими включениями, использованная для вывода уравнения, определяющего электрическое удельное сопротивление

Материалу включений этой среды приписывалось сопротивление $\rho_{т2}$ или диэлектрическая проницаемость $\epsilon_{т2}$, а заполняющему компоненту или другой составляющей статистической смеси соответственно $\rho_{т1}$ и $\epsilon_{т1}$. Вначале высокими ($\sim 10^4$ Ом·м) или очень высокими, близкими к бесконечности, задавались значения $\rho_{т2}$, а $\rho_{т1}$ относительно малы. Затем, наоборот, $\rho_{т2}$ было невелико, а $\rho_{т1}$ весьма значительно. Аналогично поступали и при выводе уравнений для расчета средних диэлектрических проницаемостей. Резко различными являлись и диэлектрические проницаемости составляющих статистических смесей.

Уравнения, позволяющие рассчитывать $\rho_{т1,2}$ и $\varepsilon_{т1,2}$ с помощью матричных моделей, были получены различными способами. Рассмотрим, например, вывод формул, определяющих $\rho_{т1,2}$ среды, если один из ее компонентов имеет кубическую укладку включений (рис. 77) или укладку из n серий сфер, а другой располагается в их поровом объеме. Допустим, что грани кубических включений параллельны друг другу и кубики разделены вторым компонентом с малым удельным электросопротивлением. Пусть стороны модели имеют длину $l=1$ и она делится на структурные кубические элементы со стороной a . Каждый из этих элементов содержит кубическое зерно, окруженное слоем проводящего компонента толщиной $\delta/2$ с удельным электросопротивлением $\rho_{т1}$ (см. рис. 77). Тогда сопротивление $R_{т1,2}$ модели равно ее удельному электросопротивлению $\rho_{т1,2}$, а следовательно,

$$\rho_{т1,2} = R_{т1,2} = \frac{l}{F} \rho_{т1} = \frac{\rho_{т1}}{(2\delta/a) - (\delta^2/a^2)}; \quad (26)$$

здесь площадь проводящего компонента между кубическими включениями

$$F = a^2 - (a - \delta)^2 N;$$

$N = 1/a^2$ — число кубических включений, приходящееся на пропускающее ток сечение модели.

Определим связь между δ/a и удельным объемным содержанием $w_{т1}$ заполняющего компонента модели:

$$w_{т1} = \frac{a^3 - (a - \delta)^3}{a^3} = 3 \frac{\delta}{a} - 3 \frac{\delta^2}{a^2} + \frac{\delta^3}{a^3}.$$

Это кубическое уравнение решается подстановкой $Y = (\delta/a) - 1$:

$$w_{т1} = 3(1+Y) - 3(1+Y)^2 + (1+Y)^3 = 1 + Y^3.$$

Отсюда $Y = \sqrt[3]{w_{т1} - 1}$ и $\delta/a = 1 + \sqrt[3]{w_{т1} - 1}$.

Подставляя δ/a в соотношение (26), получаем

$$\rho_{т1,2} = \rho_{т1} / (1 - \sqrt[3]{(w_{т1} - 1)^2}).$$

Допустим, что у бикомпонентной модели твердой фазы породы после заполнения ее серней самых крупных включений остался объем $w_{т0}$, содержащий более мелкие сферические включения, и второй компонент модели, имеющий в целом сопротивление ρ'_3 . При $\rho_2 \rightarrow \infty$ удельное электросопротивление такой модели [41]

$$\rho_{т1,2} = \left(\frac{3 - w_{т0}}{2w_{т0}} \right) \rho'_3,$$

что следует из соотношения

$$\rho_{1,2} = \frac{w\rho_1 + (3-w)\rho_2}{2\rho_2 w + (3-w)\rho_1} \rho_1, \quad (27)$$

полученного Максвеллом для $\rho_{1,2}$ укладки одномерных сфер с удельным электросопротивлением ρ_2 много большим, чем то же сопротивление ρ_1 ее второго компонента, заполняющего пространство между шарами и занимающего объем w . Так как объем $w_{\tau 0}$ в свою очередь заполнен на $1 - w_{\tau 0}$ долю серией включений следующего меньшего размера, а остальное пространство содержит его второй компонент, состоящий из третьей и остальных серий включений и компонента модели между сферами с сопротивлением ρ_3'' , то

$$\rho_3' = \frac{3 - w_{\tau 0}}{2w_{\tau 0}} \rho_3''.$$

Далее, продолжая рассуждать аналогично, получаем

$$\rho_3'' = \frac{3 - w_{\tau 0}}{2w_{\tau 0}} \rho_3''',$$

.....

$$\rho_3^{n-2} = \frac{3 - w_{\tau 0}}{2w_{\tau 0}} \rho_3^{n-1},$$

и, наконец,

$$\rho_3^{n-1} = \frac{3 - w_{\tau 0}}{2w_{\tau 0}} \rho_{\tau 1},$$

где $\rho_{\tau 1}$ — удельное электросопротивление заполняющего компонента между серией сфер.

Исключив из полученной системы уравнений $\rho_3', \rho_3'', \dots, \rho_3^{n-1}$, будем иметь

$$\rho_{\tau 1,2} = \left(\frac{3 - w_{\tau 0}}{2w_{\tau 0}} \right)^n \rho_{\tau 1}.$$

Величина показателя n определяется из следующего очевидного соотношения:

$$w_{\tau 0}^n = w_{\tau 1},$$

где $w_{\tau 1}$ — удельное объемное содержание заполняющего компонента в твердой фазе с n сериями шарообразных включений. Таким образом,

$$n = \lg w_{\tau 1} / \lg w_{\tau 0}.$$

и

$$\rho_{\tau 1,2} = \left(\frac{3 - w_{\tau 0}}{2w_{\tau 0}} \right)^{\lg w_{\tau 1} / \lg w_{\tau 0}} \rho_{\tau 1}.$$

Аналогично выводят формулы, определяющие удельное электросопротивление твердой фазы пород с n сериями эллипсоидальных включений. При этом в основу берут уравнения, полученные И. К. Овчинниковым для твердой фазы породы с эллипсоидальными включениями одинакового размера, расположенными по схеме, приведенной на рис. 76, г.

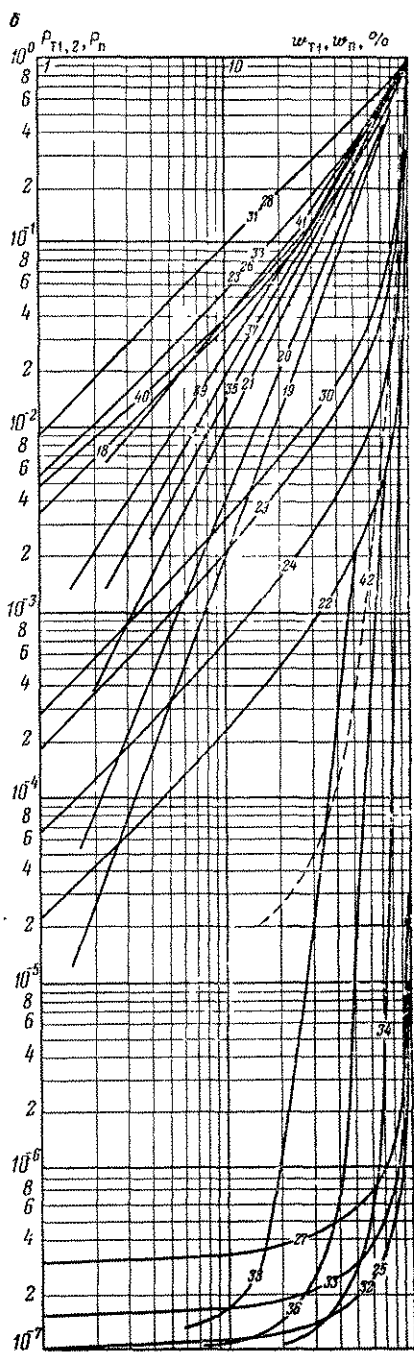
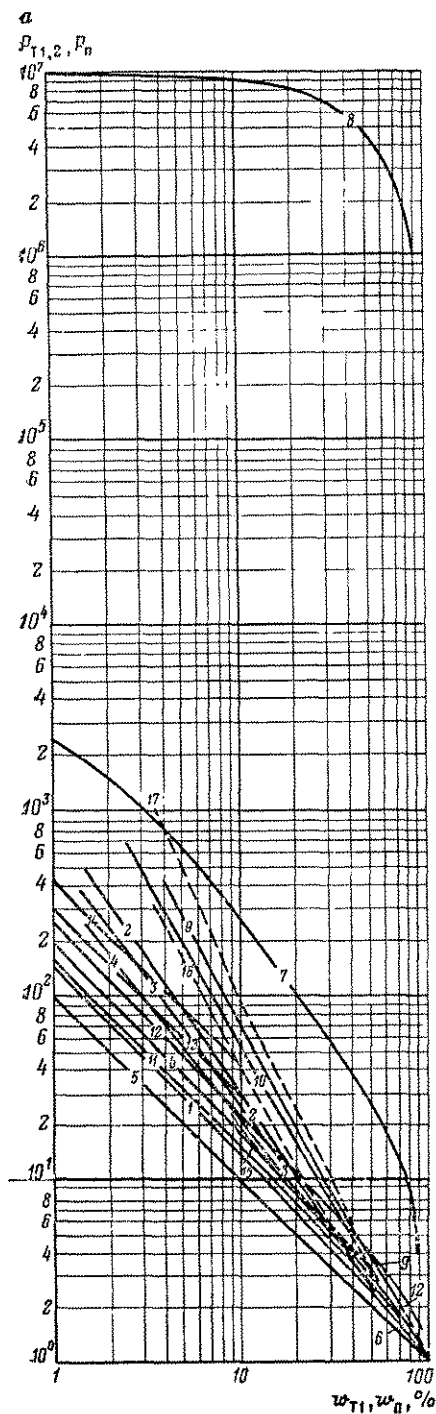
Иным путем получено и много других формул, позволяющих оценить $\rho_{\tau 1,2}$ твердой фазы при ее различном составе и струк-

Т а б л и ц а 9. Уравнения, позволяющие рассчитать среднее удельное электросопротивление $\rho_{т1,2}$ двухкомпонентной твердой фазы при ее различных структуре и составе ($\rho_{т2} \rightarrow \dots$, $\rho_{т1}$ — незначительно)

Модель твердой фазы	Уравнение, определяющее $\rho_{т1,2}$	Автор
Укладка одноразмерных сфер ¹	$\rho_{т1,2} = \frac{3-\omega_{т1}}{2\omega_{т1}} \rho_{т1} = P_{т1,2} \rho_{т1}$	М. А. Максвелл
Укладка одноразмерных кубиков	$\rho_{т1,2} = \frac{1}{1-\frac{3}{\sqrt{(\omega_{т1}-1)^2}}} \rho_{т1} = P_{т1,2} \rho_{т1}$	В. Н. Дахнов
Укладка одноразмерных эллипсоидов вращения	$\rho_{т1,2Z} = \frac{[k-(1-\omega_{т1})]}{k\omega_{т1}} \rho_{т1} = P_{т1,2} \rho_{т1}$ $\rho_{т1,2X} = \rho_{т1,2Y} = \frac{[l-(1-\omega_{т1})]}{l\omega_{т1}} \rho_{т1} =$ $= P_{т1,2X} \rho_{т1} = P_{т1,2Y} \rho_{т1},$ где k и l — коэффициенты формы, изменяющиеся от $k \rightarrow 0$ и $l = -\infty$ (сильно сплюснутые эллипсоиды вращения) до $k \rightarrow \infty$ и $l \rightarrow -1$ (сильно вытянутые эллипсоиды вращения). При сферических зернах $k=l=-2$	И. К. Овчинников
Укладка n серий сферических включений	$\rho_{т1,2} = \left(\frac{3-\omega_{т1}}{2\omega_{т1}} \right)^{lg\omega_{т1}/lg\omega_{т0}} \rho_{т1} =$ $= P_{т1,2} \rho_{т1}$	А. С. Семенов

¹ Второй компонент твердой фазы заполняет поровый объем укладок.

туре [2]. Сопоставим и проанализируем некоторые из них (табл. 9). Сравнивая формулы, приведенные в табл. 9, можно сделать такие выводы: 1) среднее удельное сопротивление $\rho_{т1,2}$ двухкомпонентной твердой фазы при $\rho_{т2} \rightarrow \infty$ и $\rho_{т1} \rightarrow 0$ пропорционально удельному электросопротивлению $\rho_{т1}$ компонента, заполняющего пространство между включениями модели; 2) значения коэффициента пропорциональности $P_{т1,2}$, который можно назвать параметром состава и структуры, зависят от долевого объемного содержания $\omega_{т1}$ заполняющего компонента и иногда также от коэффициента k и l формы включений. Однако при заданных $\omega_{т1}$, k и l они неодинаковы для различных моделей твердой фазы пород, на что указывает различный вид зависимости параметра состава и структуры от $\omega_{т1}$. При $\rho_{т2} \rightarrow \infty$ и $\rho_{т1} \rightarrow 0$ этот вывод справедлив и для многих других изученных моделей твердой фазы пород. Его нельзя сделать, если удельные электросопротивления как одного, так и другого компонента конечны (например, при $\rho_{т2} = 10^4$ Ом·м и $\rho_{т1} = 10^{-3}$ Ом·м). При таком и подобных ему соотношениях удельных электросопротивлений составляющих модели выражение для $P_{т1,2}$ включает и такие величины, как $\rho_{т2}$ и $\rho_{т1}$. Таким является, например, выражение (27).



Оценивая характер изменения значений $P_{\tau 1,2}$ в зависимости от содержания $\omega_{\tau 1}$ заполняющего компонента в твердой фазе пород и распределения ее составляющих в объеме модели, представим графически и сравним результаты расчета $P_{\tau 1,2}$ по формулам табл. 9 и некоторым другим [2] (рис. 78). Из сравнения графиков на рис. 78 видно, что при $\rho_{\tau 2} \rightarrow \infty$, $\rho_{\tau 1} \rightarrow 0$ и $\omega_{\tau 1}$, возрастающем от 0 до 1, величина $P_{\tau 1,2}$ изменяется от значений, близких к бесконечно большому, до 1. Однако характер уменьшения значений $P_{\tau 1,2}$ с ростом содержания $\omega_{\tau 1}$ заполняющего компонента резко различен для моделей с изометрическими равно- и разноразмерными включениями (шары, кубы, кубоэктаэдры) и неизометрическими включениями (эллипсоиды вращения, предельно сплюснутые или вытянутые эллипсоиды вращения, превратившиеся в диски или иглы, у которых один из главных размеров значительно превышает другие). Если вначале с увеличением $\omega_{\tau 1}$ от 0 до 0,01 (доли объема твердой фазы) $P_{\tau 1,2}$ моделей с укладками изометрических включений изменяется очень быстро от ∞ до $\sim 1,5 \cdot 10^2$, то затем при изменении $\omega_{\tau 1}$ от 0,01 до 1 спад его значений замедляется и наблюдается прямая пропорциональность между значениями $P_{\tau 1,2}$ и $\omega_{\tau 1}$.

Иначе изменяется величина $P_{\tau 1,2 \text{ ср}}$ у моделей с укладками неизометрических включений. Средние геометрические значения $P_{\tau 1,2 \text{ ср}} = \sqrt[3]{P_{\tau 1,2} z P_{\tau 1,2X(Y)}}$, здесь $P_{\tau 1,2z}$ и $P_{\tau 1,2X(Y)}$ — пара-

Рис. 78. Зависимости параметров $P_{\tau 1,2}$ и P_n состава и структуры от содержания $\omega_{\tau 1}$ и ω_n заполняющего компонента для идеальной двухкомпонентной твердой фазы и самих пород различной структуры и разных направлений измерений.

$a - \rho_{\tau 1} \ll \rho_{\tau 2}$: зависимости $P_{\tau 1,2} = f(\omega_{\tau 1})$ для твердой фазы: 1 — со сферическими включениями равного диаметра; 2—4 — со сферическими включениями разного диаметра при $\omega_0 = 90, 75$ и 50%; 5 — с включениями в виде вытянутых эллипсоидов вращения с отношением осей 1:40, сопротивление измерено в направлении оси Z; 6 — то же, но сопротивление измерено в направлении оси X; 7 — с включениями в виде сплюснутых эллипсоидов вращения с отношением осей 1:40, сопротивление измерено в направлении оси Z; 8 — с включениями в виде предельно сплюснутых эллипсоидов вращения, выродившихся в плоские диски, сопротивление измерено в направлении оси Z; 9 — с включениями в виде эллипсоидов вращения разного размера при $\omega_0 = 90\%$, сопротивление измерено в направлении оси X; 10 — то же, но при $\omega_0 = 75\%$; 11 — с кубическими включениями равного размера (границы двух соседних кубов лежат в одних и тех же плоскостях); 12 — с кубическими включениями равного размера (кубические включения расположены по принципу кирпичной кладки); 13 — с заполняющим компонентом в виде трех систем параллельных трубок, идущих

в трех взаимно перпендикулярных направлениях; 14 — с заполняющим компонентом в виде трех систем параллельных трубок, идущих в трех взаимно перпендикулярных направлениях (длина трубок в 1,42 раза больше стороны куба); 15—17 — основные экспериментальные зависимости $P_n = f(\omega_n)$ для песчано-глинистых пород;

$b - \rho_{\tau 1} \gg \rho_{\tau 2}$: зависимости $P_{\tau 1,2} = f(\omega_{\tau 1})$ для твердой фазы: 18 — с включениями равного диаметра; 19—21 — то же, что и 2—4; 22 — то же, что и 5; 23 — то же, что и 6; 24 — то же, но сопротивление среднегометрическое; 25 — с включениями в виде предельно вытянутых эллипсоидов вращения, выродившихся в иглы, сопротивление измерено в направлении оси Z; 26 — то же, но сопротивление измерено в направлении оси X; 27 — то же, но сопротивление среднегометрическое; 28 — то же, что и 7; 29 — то же, но сопротивление измерено в направлении оси X; 30 — то же, но сопротивление среднегометрическое; 31 — то же, что и 8; 32 — то же, но сопротивление измерено в направлении оси X; 33 — то же, но сопротивление среднегометрическое; 34—36 — с включениями в виде эллипсоидов вращения разного размера соответственно при $\omega_0 = 90, 75$ и 50%, сопротивление измерено в направлении оси Z; 37—39 — то же, но сопротивление измерено в направлении оси X; 40 — то же, что и 11; 41 — с включениями в виде равноресберных кубоэктаэдров одинакового размера; 42 — экспериментальная кривая для кварцевого порфира с включениями железного блеска

метры состава и структуры, рассчитанные по $\rho_{1,2Z}$ и $\rho_{1,2X}$ или $\rho_{1,2Y}$ в направлениях осей Z и X (или Y) моделей, долго сохраняются очень большими, и только тогда, когда значения ω_{T1} достигнут 0,8—0,9, они начинают быстро падать до $\omega_{T1}=1$. В этом случае твердый компонент практически нацело представлен заполняющим компонентом (проводником или полупроводником).

Значения $P_{T1,2}$ для укладок n серий шаров или эллипсоидов вращения уменьшаются с ростом ω_{T1} менее интенсивно, чем для укладок с включениями одного размера и в диапазоне значений ω_{T1} от 0 до 1 остаются всегда более высокими, чем значения $P_{T1,2}$ моделей с включениями одного размера. При этом отвечающие им графики зависимости $P_{T1,2}=f(\omega_{T1})$ располагаются тем выше, чем те же для укладок одноразмерных шаров, кубов и т. д., чем выше в модели содержание ω_{T0} первого фиктивного заполняющего компонента¹ (сравните на рис. 78 графики 1, 11, 12 и 2—4 или 9—10).

В случае моделей с $\rho_{T2} \rightarrow 0$ и $\rho_{T1} \rightarrow \infty$ $P_{T1,2}$ изменяется от значений, близких к нулевым, до стремящихся к единице с ростом в них содержания ω_{T1} заполняющего компонента. Однако так же, как и у моделей, где непроводящими являлись включения, а проводящими — заполнитель их порового пространства, характер изменения величины $P_{T1,2}$ с ростом ω_{T1} неодинаков для моделей с одно-, разноразмерными изометрическими и неизометрическими элементами укладок.

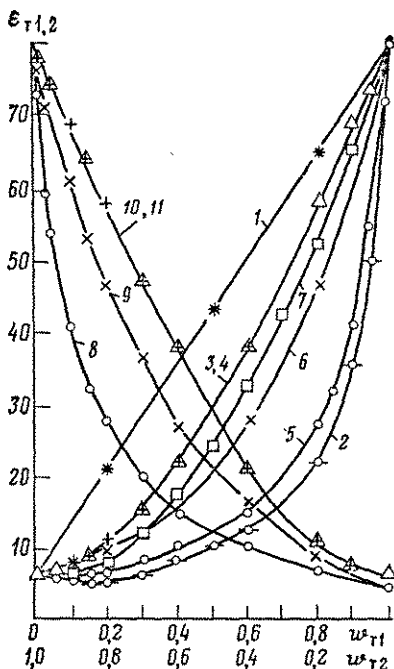
Для моделей с укладками изометрических включений с увеличением ω_{T1} до 0,01 $P_{T1,2}$ очень быстро возрастало до $1,25 \times 10^{-3}$, а затем его рост замедлялся и наблюдалась известная пропорциональность между значениями $P_{T1,2}$ и ω_{T1} . Если же модели включали укладки с n сериями разноразмерных включений, то рост $P_{T1,2}$ с увеличением ω_{T1} был менее интенсивен, особенно в пределах $\omega_{T1}=1 \div 0,01$. Значения же $P_{T1,2}$ моделей твердой фазы с сильно неизометрическими включениями (игольчатыми и пластинчатыми) долго сохраняли очень малые значения параметра состава и структуры до содержания заполняющего минерала $\omega_{T1} \approx 0,8 \div 0,9$. Затем они очень быстро возрастали до 1 (100%) (см. рис. 78).

Таким образом, при заданных ρ_{T1} и ρ_{T2} , объемном соотношении проводящего и непроводящего компонентов твердой фазы можно получить сильно различающиеся значения величин $P_{T1,2}$ (и $\rho_{T1,2}$) только за счет структурных различий моделей. Следовательно, согласно теоретическим исследованиям в общем случае $\rho_{T1,2} = P_{T1,2} \rho_{T1}$ значительно зависит не только от ρ_{T1}

¹ Фиктивный заполняющий компонент в методе последовательного заполнения является смесью, состоящей из действительного заполняющего компонента и $(n-x)$ серий одноразмерных включений. Первый заполняющий компонент состоит из действительного заполняющего компонента и $(n-1)$ серий включений. Укладку в порах, где находится этот заполняющий компонент, составляют наиболее крупные включения.

Рис. 79. Зависимости средней диэлектрической проницаемости $\epsilon_{т1,2}$ твердой фазы от удельных объемных содержаний $w_{т1}$ и $w_{т2}$ компонентов с низкой и высокой диэлектрическими проницаемостями.

Зависимости $\epsilon_{т1,2}=f(w_{т2})$ (при $\epsilon_{т1}=6$ и $\epsilon_{т2}=80$), построенные: 1, 2 — В. В. Ржевским и Г. Я. Новиком (слои расположены соответственно параллельно и перпендикулярно к силовым линиям поля); 3, 4 — В. И. Оделевским и Бётчером; 5 — Л. В. Лоренц-Лоренцем; 6 — К. Л. Лихтенкером; 7 — В. Н. Дахновым ($m=2$); зависимости $\epsilon_{т1,2}=f(w_{т1})$ (при $\epsilon_{т1}=80$ и $\epsilon_{т2}=6$), построенные: 8 — Л. В. Лоренц-Лоренцем; 9 — К. Лихтенкером; 10, 11 — В. И. Оделевским и К. Бётчером



и $\rho_{т2}$ и объемного соотношения компонент, но и от характера их распределения в рассматриваемой среде.

Результаты теоретических исследований диэлектрической проницаемости двухкомпонентной твердой фазы при помощи матричных и статистических моделей также сводятся к ряду формул (табл. 10), которые позволяют определить среднюю диэлектрическую проницаемость $\epsilon_{т1,2}$ изучаемой среды, если известны значения диэлектрических проницаемостей $\epsilon_{т1}$ и $\epsilon_{т2}$ ее составляющих, долевое содержание $w_{т1}$ и $w_{т2}$ и их распределение в двухкомпонентной твердой фазе (рис. 79).

Все теоретические соотношения годны лишь в отсутствие миграционной и других видов медленной поляризации, т. е. при таком составе компонентов и частоте поля, которые препятствуют развитию этих видов поляризации. Некоторые из них не учитывают также взаимной поляризации составляющих компонентов. Из сравнения графиков $\epsilon_{т1,2}=f(w_{т2})$ и $\epsilon_{т1,2}=f(w_{т1})$, приведенных на рис. 79, видно, что при $\epsilon_{т2}=80$ и $\epsilon_{т1}=6$, а также при $\epsilon_{т2}=6$ и $\epsilon_{т1}=80$ большое влияние на значения $\epsilon_{т1,2}$ оказывают долевое объемное соотношение и распределение составляющих в двухкомпонентной среде. Наибольшее значение $\epsilon_{т1,2}$ при фиксированных $\epsilon_{т1}$, $\epsilon_{т2}$, $w_{т1}$ можно получить для слоистой модели при направлении поляризующего поля параллельно слоям, когда $\epsilon_{т2} \ll \epsilon_{т1}$, а наименьшие — при перпендикулярном направлении поля к слоям или при расчете по формуле Максвелла (см. рис. 79, табл. 10).

Из графиков, представленных на рис. 79, видно также, что при $\epsilon_{т2} \gg \epsilon_{т1}$ и уменьшающейся концентрации $w_{т2}$ включений с $\epsilon_{т2}$ $\epsilon_{т1,2}$ вначале спадает быстро, а затем уменьшение значения средней диэлектрической проницаемости модели замедля-

Т а б л и ц а 10. Уравнения для расчета $\epsilon_{T1,2}$ двухкомпонентной твердой фазы при ее различных составе и структуре

Модель твердой фазы	Уравнение, определяющее $\epsilon_{T1,2}$	Автор
Матричные модели		
Одноразмерные сферы с ϵ_{T2} , равномерно распределенные в пространстве. Между ними находится заполняющий компонент с ϵ_{T1} ($\epsilon_{T2} \gg \epsilon_{T1}$ или $\epsilon_{T2} \ll \epsilon_{T1}$)	$\epsilon_{T1,2} = \frac{2\epsilon_{T1} + \epsilon_{T2} + 2\omega_{T2}(\epsilon_{T1} - \epsilon_{T2})}{2\epsilon_{T1} + \epsilon_{T2} + \omega_{T2}(\epsilon_{T1} - \epsilon_{T2})} \omega_{T1}$	М. А. Максвелл
Плотно упакованные сферы двух сортов с ϵ_{T2} . Между ними расположен заполняющий компонент с ϵ_{T1}	$\epsilon_{T1,2} = \frac{\epsilon_{T1,2} - \epsilon_{T1}}{3\epsilon_{T1,2}} = \frac{\epsilon_{T2} - \epsilon_{T1}}{\epsilon_{T2} + 2\epsilon_{T1,2}} \omega_{T2}$	К. Бетчер, 1952
Слой компонентов с ϵ_{T2} и ϵ_{T1} , расположенные вдоль силовых линий поля $\epsilon_{T2} \gg \epsilon_{T1}$ или $\epsilon_{T2} \ll \epsilon_{T1}$	$\epsilon_{T1,2} = \Sigma \epsilon_{Ti} \omega_{Ti}$	В. В. Ржевский, Г. Я. Новик, 1978
То же, слой расположены перпендикулярно к силовым линиям (ϵ_{T1} — диэлектрическая проницаемость компонента с относительным объемным содержанием ω_{T1})	$\frac{1}{\epsilon_{T1,2}} = \Sigma \frac{\omega_{Ti}}{\epsilon_{Ti}}$	То же
Статистические модели		
Составляющие смеси с ϵ_{T2} и ϵ_{T1} расположены в пространстве хаотично ($\omega_{T2} + \omega_{T1} = 1$) для не взаимодействующих компонентов	$\lg \epsilon_{T1,2} = \omega_{T1} \lg \epsilon_{T1} + \omega_{T2} \lg \epsilon_{T2},$ где $\lg \epsilon_{T1,2} = \Sigma \omega_{Ti} \lg \epsilon_{Ti}$	К. Лихтенеккер, 1926
Неупорядоченная смесь двух составляющих с $\epsilon_{T2} \gg \epsilon_{T1}$ ($\omega_{T2} + \omega_{T1} = 1$) для не взаимодействующих компонентов	$\epsilon_{T1,2} = a + \sqrt{a^2 + \frac{\epsilon_{T1}\epsilon_{T2}}{2}},$ где $a = \frac{(3\omega_{T1}-1)\epsilon_{T1} + (3\omega_{T2}-1)\epsilon_{T2}}{4}$	В. Н. Оделевский, 1951
Неупорядоченная смесь двух составляющих с ϵ_{T2} и ϵ_{T1} для не взаимодействующих компонентов	$\epsilon_{T1,2} = \epsilon_{T1} + \epsilon_{T1}\omega_{T2}(\epsilon_{T2} - \epsilon_{T1}) \times$ $\times [\epsilon_{T1} + \frac{1-\omega_{T2}}{3}(\epsilon_{T2} - \epsilon_{T1})]^{-1}$	Л. В. Лоренц — Лоренц, 1909
Смесь двух компонентов с ϵ_{T2} и ϵ_{T1}	$\frac{\epsilon_{T2} - \epsilon_{T1,2}}{\epsilon_{T2} - \epsilon_{T1}} \left(\frac{\epsilon_{T1}}{\epsilon_{T1,2}} \right)^{1/3} = 1 - \omega_{T2}$	Д. А. Бруггеман, 1935
Смесь двух компонентов с ϵ_{T2} и ϵ_{T1}	$\epsilon_{T1,2} = \epsilon_{T1} + (\epsilon_{T2} - \epsilon_{T1}) \omega_{T2}^m$ при $\epsilon_{T2} \gg \epsilon_{T1}$ m может изменяться от 1 до 2	В. Н. Дахнов, 1980

ется, и они постепенно достигают значений $\epsilon_{т1}$ заполняющего компонента. Однако на характер спада значений $\epsilon_{т1,2}$ влияет не только соотношение компонентов с $\epsilon_{т2}$ и $\epsilon_{т1}$, но и характер их распределения в модели.

При $\epsilon_{т2} \ll \epsilon_{т1}$ значения $\epsilon_{т1,2}$ вначале растут медленно с увеличением содержания $w_{т1}$ компонента с большим значением $\epsilon_{т1}$, а затем рост $\epsilon_{т1,2}$ значительно убыстряется. Следует отметить, что и в этом случае значения $\epsilon_{т1,2}$ также зависят не только от объемного соотношения компонентов, но и от их распределения в объеме модели.

У песчано-глинистых пород ϵ_t изменяется от 3,8 до 8 [4] при частоте поляризующего поля $28 \cdot 10^6$ Гц. Максимальное изменение значений ϵ_t вероятно при относительно низких частотах.

§ 37. ПОРОДЫ

Значения важнейших электрических величин [табл. 11] (удельного электросопротивления, диэлектрической проницаемости, тангенса угла диэлектрических потерь, вызванной и диффузионно-адсорбционной электрохимических активностей) максимально влажных типов и групп пород зависят от совокупности значений характеристик: а) состава и объемного соотношения слагающих их компонентов (химико-минеральный состав фаз, коэффициенты пористости и влагоемкости), б) объемного распределения компонентов в породе (гранулометрический, поровый состав, извилистость, коэффициент глинистости, удельная поверхность и др.), в) взаимодействия фаз (характеристики ионного обмена, коэффициенты остаточного водонасыщения, максимальной адсорбционной влагоемкости).

Для газоводо-, нефтеводо- и газоводонефтенасыщенных пород значения электрических величин обуславливаются, кроме того, значениями электрических характеристик газа, нефти, их объемным содержанием в порозаполнителе пород (т. е. коэффициентами водо-, газо- и нефтенасыщения), а также распределением этих компонентов в поровом пространстве.

Значения важнейших электрических величин всех пород зависят также от термобарических условий их залегания (температуры и давления образования и преобразования пород).

Максимально влажные ионно-проводящие породы

Модельные исследования

Удельное электросопротивление и диэлектрическая проницаемость. Если в породе практически нет хорошо проводящих рудных включений и глинистого компонента и их твердую фазу представляет в основном агрегат минералов-диэлектриков, а жидкую — растворы природных электролитов в воде, то такие породы можно считать двухком-

Таблица 11. Удельное электросопротивление, диэлектрическая активность пород (по данным различных авторов [7] и др.)

Порода	ρ , Ом·м, при			ϵ
	влажности		рудных включени- ях	
	гигроскопиче- ской	полной		

Осадочные, образовавшиеся из них				
Песок	—	$>0,1-2,5 \cdot 10^3$	—	$4->30$
Песчаник	10^5-10^6	$0,5-5 \cdot 10^3$	$1-10^2$	$3->30$
Кварцит	10^6-10^8	10^3-10^5	$50-10^3$	$4,3-7$
Алеврит кварцевый	—	—	—	$25->80$
Алевролит	10^4-10^6	$<1-10^3$	$1-10^2$	—
Глина	10^3-10^5 (иногда до 10^7)	$1-10^2$	—	>20
Аргиллит	10^3-10^5	$1-2 \cdot 10^2$	—	$8-12$
Сланцы: глинистый	10^3-10^5	$1-5 \cdot 10^3$	$1-10^2$	—
глинистый и угли- стый кремнистый	—	До 10^3	—	—
слодяной	—	—	$11-14$	—
Филлит	10^4-10^5	10^3-10^4	$10-50$	13
Пара- и ортогнейс	10^2-10^5	10^3-10^4	$10-50$	$9-10$
Известняк	10^4-10^6 (иногда до 10^8)	$<1-2 \cdot 10^5$	$1-10^2$	$8->15$
Мрамор	10^6-10^7	10^5-10^6	—	$8,3-13,5$
Доломит	10^5-10^6	$<1-10^5$	$1-10^2$	$7,7-12$
Ангидрит	10^4-10^5	10^2-10^5	—	$6,7$
Гипс	10^5-10^7	10^5-10^6	—	—
Каменная соль	—	10^4-10^8	—	6
Кварцит железистый	—	—	—	—
Руда	—	—	—	—
магнетитовая	—	$10-10^5$	—	$30-35$
гематитовая	—	—	—	—
мартитовая	—	10^4-10^5	—	$15-18$
Медистый песчаник	—	$3 \cdot 10^2-10^3$	—	—
Боксит	—	$5 \cdot 10^{-2}-4,5 \cdot 10^3$	—	—
Графит	—	$0,5 \cdot 10^{-8}-10$	—	—
Сланец графитизиро- ванный	—	—	—	—
Уголь:	—	—	—	—
бурый	—	$10-2 \cdot 10^2$	—	—
каменный	—	10^2-10^6	—	$2,5-15$
антрацит	—	$10^{-3}-10$	—	—

Магматические, образовавшиеся из них				
Дунит	—	—	—	$6,0-10$
Пироксенит	10^6-10^7	10^5-10^6	$10-10^3$	$6,2-9,5$
Перидотит	10^6-10^7	10^5-10^6	$10-10^3$	$5-16$
Габбро	$10^6-3 \cdot 10^7$	$2 \cdot (10^3-10^8)$	$50-5 \cdot 10^3$	$8,8-15$
Серпентинит	—	10^3-10^4	—	$6,2-10$
Диорит	$10^6-3 \cdot 10^7$	$2 \cdot (10^3-10^8)$	$50-5 \cdot 10^3$	$8,6-10,8$

проницаемость, потери, вызванная и диффузионно-адсорбционная

f , Гц; ω , %; используемые при определении ε	$\operatorname{tg} \delta$	f , Гц при определении $\operatorname{tg} \delta$	A_B , %	$A_{да}$, мВ
метаморфические породы и руды				
$2 \cdot (10^5 - 10^2)$; 0—44	0,1—1 и бо- лее	$10^2 - 10^6$	$2,5 \cdot 10^{-2} - 1,6^*$	(—5)—15
$10^5 - 10^2$; 0—40	0,1—1 и бо- лее	$10^2 - 10^6$	$3 \cdot 10^{-2} - 4,5$	(—5)—50
$2 \cdot (10^6 - 10^2)$; сухой	—	—	0,25—2,3	—
$2 \cdot (10^6 - 10^2)$; 100	—	—	—	—
—	—	—	0,7—10	(—2,5)—45
—	0,1—1 и бо- лее	$10^2 - 10^6$	0,11—1,6	7,5—>70
$10^7 - 10^2$;	—	—	0,5—3,2	—
—	—	—	0,22—2,3 (иногда до 4,5)	—
—	—	—	0,1—20	—
—	—	—	—	—
$10^7 - 10^2$; сухой	—	—	1,3—4,6	—
$10^7 - 10^2$; сухой	—	—	0,1—2 (иногда до >5)	(—25)—55
$10^7 - 10^5$; —	—	—	0,1—1,5	—
$10^7 - 10^5$; сухой	—	—	0,14—1,85 (иногда до 9)	(—10)—50
$10^7 - 10^5$; сухой	—	—	—	—
—	—	—	—	—
10^2 ; сухая	—	—	—	—
—	—	—	0,5—10	—
10^5 ; сухая	—	—	1,7—20	—
10^5 ; сухая	—	—	<1,7—21 (иногда до 51)	—
—	—	—	1,7—10	—
—	—	—	3—8	—
—	—	—	1,8—37	—
—	—	—	—	—
—	—	—	0,22—54	—
—	—	—	—	—
—; сухой	—	—	—	—
—	—	—	95	—

метаморфические породы и руды

$10^7 - 10^2$; сухой	—	—	—	—
$10^7 - 10^5$; —	—	—	0,2—2	—
$10^7 - 10^2$; —	—	—	—	—
$10^7 - 10^2$; сухое	—	—	0,5—1,8	—
$10^7 - 10^2$; —	—	—	<0,1—15 (иногда до 20)	—
$10^7 - 10^4$; —	—	—	0,27—4	—

Порода	ρ, Ом·м, при			ε
	влажности		рудных включений	
	гигроскопической	полной		
Снегит	10 ⁸ —3·10 ⁷	2·(10 ³ —10 ⁵)	50—5·10 ³	7—14
Гранит	10 ⁸ —8·10 ⁷	10 ³ —10 ⁴	10—5·10 ³	4,5—11,1
Базальт	5·10 ³ —10 ⁵	5·10 ² —10 ⁵	—	6—18,8
Андезит	5·10 ³ —10 ⁵	5·10 ² —10 ⁴	10 ² —10 ³	—
Липарит	—	10 ¹ —10 ³	—	—
Диабаз	5·(10 ⁵ —10 ⁶)	10 ³ —10 ⁶	—	7,8—28
Порфирит	5·(10 ⁴ —10 ⁶)	10 ³ —5·10 ⁴	—	—
Порфир кварцевый	5·10 ⁴ —10 ⁶	10 ³ —10 ⁴	50—10 ³	—
Сланец:				
кристаллический	10 ³ —10 ⁵	5·10 ² —10 ⁵	50—10 ³	—
роговообманковый	—	—	—	8,9—10,3
хлоритовый	—	—	—	6—8
таляковый	—	—	—	7,6—32
Амфиболит	10 ⁶ —10 ⁷	10 ⁵ —10 ⁶	—	7,9—8,9
Скарн	10 ⁶ —10 ⁷	10 ³ —10 ⁶	50—10 ³	4—13
Роговик	10 ⁶ —10 ⁷	10 ³ —10 ⁶	50—10 ³	—
Руда:				
магнетитовая	—	10—10 ⁵	—	30—35
хромитовая	—	10 ³	—	10—16
цветных и редких металлов	—	n·(10 ⁻² —10 ²)	—	—
сульфидно-медно-никелевая	—	10 ⁻⁵ —10 ²	—	—
касситерит-серицит-кварцевая	—	10 ³ —10 ⁶	—	—
сульфидно-касситеритовая	—	1—10 ³	—	—
кварц-молибден-халькопирит-серицитовая	—	10 ² —8·10 ³	—	—
полиметаллическая	—	10 ⁻⁵ —10 ⁴	—	—
медно-цинковая	—	5·10 ⁻² —10 ³	—	—
цинковая окисленная	—	10 ² —3·10 ³	—	—
пирит-халькопирит-сфалеритовая (массивная)	—	10 ⁻⁷ —10 ⁻³	—	—
медноколчеданная	—	—	—	—
серноколчеданная	—	10 ⁻⁵ —10 ¹ (иногда до 10 ²)	—	25—28
свинцовая	—	—	—	—
золото-сульфидная	—	0,3—4·10 ³	—	—

* Последнее значение обычно отвечает породам с рудными включениями, если они

понентными. С известным приближением, группируя подобным образом минералы твердой фазы, представим себе в виде двухкомпонентных сред и низкопористые электронно-проводящие руды. Очевидно, что при изучении удельного электросопротивления $\rho_{вп}$ или диэлектрической проницаемости $\epsilon_{вп}$ таких пород допустимо использовать результаты исследований средних зна-

f , Гц; ω , %, используемые при определении ε	$\operatorname{tg} \delta$	f , Гц при определении $\operatorname{tg} \delta$	A_B , %	$A_{да}$, мВ
10^7-10^2 ; —	—	—	1—3	—
10^5-10^2 ; сухой	—	—	0,1—4; (влажный)	—
10^7-10^2 ; влажный	—	—	0,2—4,2	—
—	—	—	0,4—3,8	—
—	—	—	0,5—3,9	—
10^7-10^2 ; сухой	—	—	0,8—4,2	—
—	—	—	0,25—7,6	—
—	0,015—0,2	$5 \cdot 10^4$	—	—
—	—	—	—	—
10^7-10^2 ; сухой	—	—	—	—
—	—	—	0,13—5	—
10^7-10^2 ; сухой	—	—	—	—
10^7-10^5 ; —	—	—	0,5—2,6	—
10^7 ; сухой	—	—	0,4—26	—
—	—	—	—	—
10^5 ; —	—	—	1,7—20	—
10^5 ; —	—	—	<10—30 (иногда до 32)	—
—	—	—	20—70	—
—	—	—	До 25	—
—	—	—	1—6	—
—	—	—	5—18	—
—	—	—	10—25	—
—	—	—	3—70	—
—	—	—	10—60	—
—	—	—	$5 \cdot 10^{-1}-2$	—
—	—	—	10—20	—
10^5 ; —	—	—	7,6—70 (влажная)	—
—	—	—	3—18	—
—	—	—	<0,1—10	—
—	—	—	10—24	—

не являются рудами; n равно нескольким единицам.

чений $\rho_{г1,2}$ и $\varepsilon_{г1,2}$, полученных на матричных и статистических моделях двухкомпонентных твердых сред при резко различных удельных электросопротивлениях $\rho_{г1}$ и $\rho_{г2}$ или диэлектрических проницаемостях $\varepsilon_{г1}$ и $\varepsilon_{г2}$, содержаниях $\omega_{г1}$ и $\omega_{г2}$ и распределениях составляющих в объеме модели породы.

Следовательно, можно было утверждать, что $\rho_{вп}$ максималь-

но влажных чистых (слабоглинистых) осадочных, магматических и многих метаморфических пород пропорционально $\rho_{\text{в}}$ насыщающей их природной воды (заполняющий компонент), т. е.

$$\rho_{\text{вп}} = P_{\text{п}} \rho_{\text{в}},$$

где $P_{\text{п}} = \rho_{\text{вп}} / \rho_{\text{в}}$ — коэффициент пропорциональности, по предложению В. Н. Дахнова названный параметром пористости.

У рассматриваемых пород значения $P_{\text{п}}$ определяются главным образом содержанием заполняющего компонента (воды), которое характеризуется коэффициентом $k_{\text{п}}$ пористости или $\omega_{\text{п}}$ полной влагоемкости. С ростом коэффициента $k_{\text{п}}$ (или $\omega_{\text{п}}$) они изменяются примерно так же, как значения $P_{\text{т}1,2}$ с увеличением содержания заполняющего компонента $\omega_{\text{т}1}$ у моделей твердой фазы с n сериями сферических или эллипсоидальных зерен, когда $\rho_{\text{т}2} \rightarrow \infty$, а $\rho_{\text{т}1}$ незначительно. Такая модель больше всего соответствует реальным неглинистым обломочным породам.

Следовательно, с ростом $k_{\text{п}}$ ($\omega_{\text{п}}$) значения $P_{\text{п}}$ должны изменяться по гиперболическому закону — вначале резко падать, а затем при $k_{\text{п}}$ ($\omega_{\text{п}}$) $\approx 0,01$ скорость их уменьшения замедляется, пока значения $P_{\text{п}}$ не достигают единицы.

Установлено также, что параметр пористости является функцией извилистости поровых каналов и направления электрического поля. При аналитическом исследовании зависимости $P_{\text{п}} = f(T_{\text{э}})$, где $T_{\text{э}} = L_{\text{к.ср}} / L$ — электрическая извилистость — отношение средней статистической длины $L_{\text{к.ср}}$ пути ионов в образце породы к его длине L , образец породы представляет собой куб со стороной L и сечением ω , пронизанным проводящим включением сечением $\omega_{\text{к}}$ и длиной $L_{\text{к}}$ с низким ρ_1 (рис. 80); остальная часть образца имеет удельное электросопротивление $\rho_2 \rightarrow \infty$. Очевидно, что электросопротивление модели ионно-проводящей породы

$$R = \rho_{1,2} / \omega = \rho_1 L_{\text{к}} / \omega_{\text{к}},$$

где $\rho_{1,2}$ — среднее удельное электросопротивление модели.

Отсюда

$$P_{1,2} = \rho_{1,2} / \rho_1 = P_{\text{п}} = L_{\text{к}} \omega / L \omega_{\text{к}}.$$

Так как для принятой модели коэффициент

$$k_{\text{п}} = \omega_{\text{к}} L_{\text{к}} / \omega L, \text{ то } \omega / \omega_{\text{к}} = L_{\text{к}} / k_{\text{п}} L,$$

и

$$P_{\text{п}} = L_{\text{к}}^2 / k_{\text{п}} L^2 = T_{\text{э}}^2 / k_{\text{п}}.$$

Итак, параметр пористости максимально влажной чистой (слабоглинистой) породы прямо пропорционален квадрату электрической извилистости и обратно пропорционален коэффициенту ее пористости.

Предполагалось, что при $f > 10^6$ Гц диэлектрическая проницаемость $\epsilon_{\text{вп}}$ максимально влажных пород должна уменьшаться

ся со снижением k_n (или w_n) так же, как она падает у двухкомпонентной твердой фазы с уменьшением содержания $w_{т1}$ компонента с $\epsilon_{т1} \approx 80$ (при незначительном $\epsilon_{т2} \approx 6$), так как значения ϵ_t твердого компонента этих пород обычно близко к 6, а для порозаполнителя (воды) $\epsilon_v \approx 80$. Таким образом, значения $\epsilon_{вп}$ максимально влажных неглинистых пород должны с увеличением k_n (или w_n) вначале возрастать медленно (см. рис. 79, кривые 1—7), а затем значительно быстрее. Следовательно, график $\epsilon_{вп} = f(w_n)$ или $\epsilon_{вп} = f(k_n)$ подобен кривым $\epsilon_{т1, 2} = f(w_{т1})$ (см. рис. 79).

В меньшей степени, но иногда также достаточно сильно значения $\rho_{вп}$, P_n и $\epsilon_{вп}$ различных пород зависят от температуры и давления, при которых они находятся. Глинистые породы и пористые руды представляются как трехкомпонентные агрегаты. Третьим компонентом таких пород является влажная глина, а у высокопористых руд — минерализованная вода. Рассматривая влажную глину как третий компонент осадочных пород, нужно учитывать зависимость ее удельного электросопротивления от минерализации воды. Отсюда следует непостоянство значений параметра пористости $P_{п.гл} = \rho_{вп.гл} / \rho_v$ глинистых пород, однако пропорциональность между значениями $\rho_{вп.гл}$ и ρ_v сохраняется.

Рассмотрим модельные исследования, определяющие характер зависимости $P_{п.гл}$ от $k_{гл}$, ρ_v , T , и анизотропии глинистой породы. При одном из таких исследований главным компонентом модели сильно глинистой породы считали псаммитово-алевритовую фракцию с бесконечно высоким удельным электросопротивлением, в поровом пространстве которой размещался глинистый материал с гораздо меньшим и непостоянным удельным электросопротивлением, а в центральных участках пор находился свободный раствор электролита с еще более низким удельным электросопротивлением (рис. 81). Среднее удельное электросопротивление такой модели вычисляется следующим образом.

Рассчитывается удельное электросопротивление глинистого цемента в предположении, что удельная электропроводность слоя молекулярно связанной воды, включающего двойной электрический слой, равна $\sigma_{сл}$, а занимаемая им доля объема порового пространства равна $(1-\xi)$, где ξ — доля объема пор, заполненная свободным электролитом. Обозначим удельную электропроводность свободного электролита σ_v . Тогда заполнитель порового пространства глинистого цемента — свободный

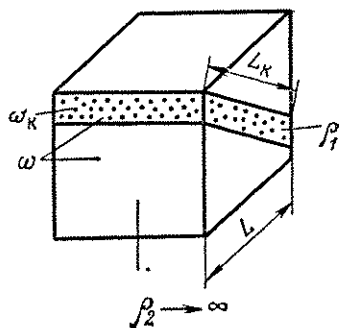


Рис. 80. Кубический образец породы с проводящим включением

электролит с σ_b и ДЭС с σ_{cl} (см. рис. 81) будет иметь удельную электропроводность

$$\sigma_{з.г.л.} = (1 - \xi) \sigma_{cl} + \sigma_b \xi. \quad (28)$$

Выражая удельные электропроводности электролитов свободного и двойного слоев через их концентрации и подвижности ионов, получаем

$$\sigma_b = C_b (u_b + v_b) = \lambda C_b; \quad (29)$$

$$\sigma_{cl} = u' q, \quad (30)$$

где C_b — концентрация свободного электролита; q — содержание адсорбированных катионов в единице объема, занимаемого двойным слоем; u_b , v_b и λ — соответственно подвижности катионов и анионов и эквивалентная удельная электропроводность; u' — средняя подвижность адсорбированных катионов в двойном слое.

Подставив u и q [см. формулы (29) и (30)] в выражение (28), найдем

$$\sigma_{з.г.л.} = (1 - \xi) u' q + C_b (u_b + v_b) \xi.$$

Определив удельную электропроводность заполнителя порового пространства глин, можно рассчитать удельное электросопротивление глинистой части породы:

$$\rho_{г.л.} = \frac{P_{п.г.л.}}{\sigma_{з.г.л.}} = \frac{P_{п.г.л.}}{u' q (1 - \xi) + (u_b + v_b) C_b \xi},$$

где $P_{п.г.л.}$ оценивается по коэффициенту $k_{п.г.л.}$ пористости глин и зависимости $P_{п.г.л.} = f(k_{п.г.л.})$.

Далее рассчитывают удельное электросопротивление заполнителя порового пространства между песчано-алевритовыми зернами.

Обозначив через $k_{г.л.}$ содержание глины в единице объема породы с коэффициентом $k_{п.г.л.}$ пористости, приходим к уравнению, определяющему удельную электропроводность проводящего заполнителя порового пространства:

$$\begin{aligned} \sigma_{зап} &= \sigma_{г.л.} \frac{k_{п.г.л.}}{k_{п.г.л.} P_{п.г.л.} + A_v} + \sigma_b \frac{k_{п.г.л.} P_{п.г.л.} + A_v - k_{г.л.} V}{k_{п.г.л.} P_{п.г.л.} + A_v} = \\ &= \sigma_b + (\sigma_{г.л.} - \sigma_b) \frac{k_{г.л.} V}{k_{п.г.л.} P_{п.г.л.} + A_v}. \end{aligned}$$

Затем рассчитываем удельное электросопротивление влажной глинистой породы:

$$\begin{aligned} \rho_{вп.г.л.} &= P_{п.г.л.} P_{зап} = \frac{P_{п.г.л.} P_{п.г.л.} + A_v}{\sigma_b + (\sigma_{г.л.} - \sigma_b) \frac{k_{г.л.} V}{k_{п.г.л.} P_{п.г.л.} + A_v}}; \\ \rho_{вп.г.л.} &= \frac{P_{п.г.л.} P_{п.г.л.} + A_v \rho_b}{1 + (\rho_b / \rho_{г.л.} - 1) (k_{г.л.} V / k_{п.г.л.} P_{п.г.л.} + A_v)}; \\ \frac{\rho_{вп.г.л.}}{\rho_b} &= P_{п.г.л.} P_{п.г.л.} + P_l = \frac{P_{п.г.л.} P_{п.г.л.} + A_v}{1 + (\rho_b / \rho_{г.л.} - 1) (k_{г.л.} V / k_{п.г.л.} P_{п.г.л.} + A_v)}. \quad (31) \end{aligned}$$

Если структура песчано-алевритово-глинистой породы сложнее, чем такая, при которой глинистая фракция размещена беспорядочно в поровом пространстве песчано-алевритовой части, то электропроводность породы складывается из электропроводности порового электролита и влажной глины. Допустим, что удельное объемное содержание порового электролита породы равно k_n , а влажного глинистого компонента $k_{г\lambda}$ и их удельными электросопротивлениями соответственно являются ρ_n и $\rho_{г\lambda}$. Электропроводность такой глинистой породы, очевидно, не будет сильно отличаться от электропроводности чистой породы, если последняя будет иметь удельный объем поровой воды $k_n + \Delta k_n$ с удельным электросопротивлением ρ_n [20].

Здесь Δk_n — объем порового электролита, эквивалентный по электропроводности объему глинистых включений, $\Delta k_n = k_{г\lambda} (\rho_n / \rho_{г\lambda})$, т. е. его объем во столько раз меньше удельного объема $k_{г\lambda}$, во сколько раз удельное электросопротивление порового электролита меньше удельного электросопротивления влажной поровой глины.

Так как $P_n = a_n / k_n^m$ [см. формулу (35)], то

$$P_{п.г\lambda} = \frac{a_n}{(k_n + k_{г\lambda} \rho_n / \rho_{г\lambda})^m} = \frac{a_n}{k_n^m} \frac{1}{(1 + k_{г\lambda} \rho_n / k_n \rho_{г\lambda})^m} = P_n \Pi_n,$$

где Π_n — параметр поверхностной проводимости. Если включения глины в породу слоисты, получают иные виды связи между $P_{п.г\lambda}$ и другими петрофизическими величинами [20].

Отсюда ясно, что параметр $P_{п.г\lambda}$ глинистой породы является функцией не только коэффициента пористости, но и удельного объемного содержания влажной глины $k_{г\lambda}$ и удельных электросопротивлений ρ_n и $\rho_{г\lambda}$.

Макроскопически неоднородные слоистые породы, например тонко переслаивающиеся пески и глины, характеризуются удельным сопротивлением, величина которого зависит от направления его измерения (явление анизотропии).

Пусть порода содержит слой удельного сопротивления ρ_p и ρ_s (рис. 82, а). Причем суммарная толщина слоев с сопротивлением ρ_p в ν раз больше толщины слоев с сопротивлением ρ_s . Из этой породы вырезают куб единичного объема. При измерении удельного сопротивления перпендикулярно к слоистости

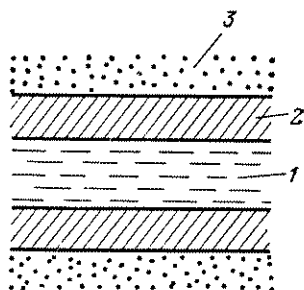


Рис. 81. Схема расположения различных материалов в поровом пространстве сильноглинистых пород.

1 — электролит породы; 2 — глинистый цемент в поровом пространстве породы; 3 — псаммитово-алевритовая фракция

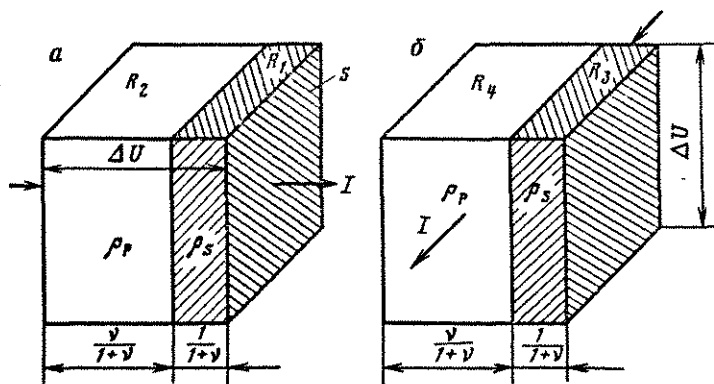


Рис. 82. Схема, поясняющая вывод формул для определения удельных электросопротивлений анизотропных пород

породы

$$\rho_{\text{впл}} = R_1 + R_2 = \frac{\rho_s + \nu \rho_p}{1 + \nu},$$

где полные сопротивления слоев породы соответственно с удельными сопротивлениями ρ_s и ρ_p

$$R_1 = l_1 \rho_s / S_1 = \rho_s / (1 + \nu);$$

$$R_2 = l_2 \rho_p / S_2 = \rho_p \nu / (1 + \nu);$$

толщины и площади рассматриваемых слоев образца (см. рис. 82, а) соответственно $l_1 = 1/(1 + \nu)$, $l_2 = \nu/(1 + \nu)$ и $S_1 = S_2 = 1$.

При направлении тока (рис. 82, б), параллельном слоям, сопротивление

$$\rho_{\text{внт}} = \frac{\rho_s \rho_p (1 + \nu)}{\rho_p + \nu \rho_s},$$

так как

$$\frac{1}{\rho_{\text{внт}}} = \frac{1}{R_3} + \frac{1}{R_4},$$

где полные сопротивления слоев с удельными сопротивлениями ρ_s и ρ_p соответственно

$$R_3 = \rho_s (1 + \nu) \quad \text{и} \quad R_4 = \rho_p (1 + \nu) / \nu.$$

Из отношения

$$\rho_{\text{впл}} / \rho_{\text{внт}} = 1 + \nu (\rho_p - \rho_s)^2 / (1 + \nu)^2 \rho_p \rho_s$$

следует, что сопротивление породы и ее параметр $\rho_{\text{п.гл}}$ вдоль напластования меньше, чем в направлении, перпендикулярном к нему. Различие тем существеннее, чем больше отличаются по сопротивлению слои. Эти выводы подтверждаются измерениями

на образцах. Коэффициент анизотропии

$$\lambda = \sqrt{\rho_{\text{впл}}/\rho_{\text{впл}}} = \sqrt{1 + \nu(\rho_p - \rho_s)^2 / (1 + \nu)^2 \rho_p \rho_s};$$

при переслаивании глин с песчаниками λ варьирует от значений, близких к 1, до 2,2 [4].

Зная анизотропию, можно, например, охарактеризовать текстуру пород (их слоистость, сланцеватость, трещиноватость), а следовательно, определить условия седиментации, степень метаморфизма и тектонические изменения пород.

При исследовании диэлектрической проницаемости максимально влажных глинистых пород их также должно представить себе состоящими из непроводящей твердой фазы, глинистой компоненты и свободного электролита. Эти составляющие существенно отличаются по диэлектрической проницаемости, и для расчета диэлектрической проницаемости $\epsilon_{\text{вп.гл}}$ глинистой породы в целом Е. И. Леонтьевым предложена следующая формула:

$$\frac{\epsilon_t - \epsilon_{\text{вп.гл}}}{\epsilon_t + 2\epsilon_{\text{вп.гл}}} (1 - k_n) + \frac{\epsilon_v - \epsilon_{\text{вп.гл}}}{\epsilon_v + 2\epsilon_{\text{вп.гл}}} k_n (1 - k_{\text{гл}V}) + \\ + \frac{\epsilon_{\text{гл}} - \epsilon_{\text{вп.гл}}}{\epsilon_{\text{гл}} + 2\epsilon_{\text{вп.гл}}} k_n k_{\text{гл}V} = 0,$$

где ϵ_t , ϵ_v и $\epsilon_{\text{гл}}$ — диэлектрические проницаемости соответственно ненабухающей твердой фазы (представлена песчано-алевритовой, карбонатной и другими подобными компонентами), свободной воды и глинистой фракции.

Значения ϵ_t и $\epsilon_{\text{гл}}$ можно рассчитать по формулам, приведенным в работе [4]. У этой модели породы глинистая фракция находится в поровом пространстве ненабухающей компоненты породы.

Формула, предложенная Е. И. Леонтьевым, основана на обобщенном уравнении В. И. Оделевского для расчета средних удельного электросопротивления, диэлектрической проницаемости и коэффициента теплопроводности смесей, имеющего вид

$$\sum \frac{\lambda_i - \lambda}{\lambda_i + 2\lambda} V_i = 0, \quad (32)$$

где λ_i и λ — обобщенная проводимость i -й фазы модели породы и дисперсной среды; V_i — объем i -й фазы в статистической смеси.

Следовательно, согласно полученным с использованием моделей результатам, диэлектрическая проницаемость максимально влажных глинистых пород зависит не только от коэффициента k_n их общей пористости, но и от коэффициента $k_{\text{гл}V}$ объемной глинистости. Причем для пород с одинаковой пористостью $\epsilon_{\text{вп.гл}}$ тем больше, чем выше их глинистость.

Диффузионно-адсорбционная и вызванная электрохимические активности. Диффузионно-ад-

сорбционная активность максимально влажной породы [20]

$$A_{\text{да}} = \frac{k_{\text{нб.глв}} k_{\text{глв}}}{k_{\text{нб.глв}} k_{\text{глв}} + k_{\text{п.эф}}^*} A_{\text{да.гл}} = \\ = \eta_{\text{гл}} A_{\text{да.гл}} = k_{\text{нб.глв}} \eta_{\text{гл.с}} A_{\text{дл.гл}}, \quad (33)$$

где $k_{\text{нб.глв}}$ — коэффициент набухания глинистого компонента — отношение объема набухшей глины к ее объему в сухом состоянии; $k_{\text{глв}}$ и $k_{\text{п.эф}}$ — коэффициенты объемной глинистости сухой породы и эффективной пористости; $A_{\text{да.гл}}$ — диффузионно-адсорбционная активность чистых глин; относительная глинистость

$$\eta_{\text{гл}} = k_{\text{глв}} / (k_{\text{глв}} + k_{\text{п.эф}}^*),$$

$k_{\text{п.эф}}^* = k_{\text{п.ск}} - k_{\text{глв}} k_{\text{нб.глв}}$ — долевое содержание в породе пор между ненабухающей твердой фазой; относительная глинистость, рассчитанная по величине глинистости в воздушно-сухом состоянии

$$\eta_{\text{гл.с}} = \frac{k_{\text{глв}}}{k_{\text{глв}} + k_{\text{по}}} = \frac{k_{\text{глв}}}{k_{\text{глв}} + k_{\text{п.эф}}^* + (k_{\text{нб.глв}} - 1) k_{\text{глв}}} = \\ = \frac{k_{\text{глв}}}{k_{\text{нб.глв}} k_{\text{глв}} + k_{\text{п.эф}}^*}.$$

Из формулы (33) видно, что диффузионно-адсорбционная активность максимально влажных пород обратно пропорциональна коэффициенту их эффективной пористости и зависит от содержания и диффузионно-адсорбционной активности их глинистой фракции. Она тем выше, чем больше относительная глинистость сухой глины, больше коэффициент ее набухания и диффузионно-адсорбционная активность.

Вызванная электрохимическая активность $A_{\text{в}}$ максимально влажных ионопроводящих пород может быть охарактеризована согласно Д. А. Фридрихсбергу и М. П. Сидоровой [29] следующим уравнением:

$$A_{\text{в}} = \frac{2\Delta nRT (C_1 - C_2)}{(A_1 l_1 + A_2 l_2) F},$$

где Δn — разность чисел переноса в узком и широком капиллярах породы; R — газовая постоянная; T — абсолютная температура; F — число Фарадея; C_1 и C_2 — концентрации порового раствора на концах капилляров [в плоскостях 1 и 2 (см. рис. 63)];

$$A_1 = I/\alpha_1 \lambda S_1 \quad \text{и} \quad A_2 = I/\alpha_2 \lambda S_2.$$

Здесь I — ток в капиллярах; S_1 и S_2 — сечения узкого и широкого капилляров; λ — эквивалентная электропроводность раствора; l_1 и l_2 — длины капилляров; α_1 и α_2 — коэффициенты активности, учитывающие проводимость ионов двойного слоя.

Эта формула преобразуется к виду

$$A_B = \frac{4\alpha_1\alpha_2\varphi(\Delta n)^2}{(1+\varphi)(\alpha_1+\alpha_2\varphi)} = \frac{4\gamma\varphi(\Delta n)^2}{(1+\varphi)(\gamma+\varphi)}, \quad (34)$$

где $\gamma = \alpha_1/\alpha_2 = \sigma_1/\sigma_2$; $\varphi = S_2l_1/S_1l_2$ — структурный параметр; σ_1 и σ_2 — удельные электропроводности раствора в узком и широком каналах.

Из уравнения (34) видно, что A_B зависит от структуры породы и состава ее электролитов.

Экспериментальные исследования

Наряду с теоретическим модельным изучением $\rho_{вп}$, $\epsilon_{вп}$, $A_{да}$ и A_B максимально влажных пород проводилось комплексное лабораторное изучение и сопоставление этих и определяющих их петрофизических величин.

При лабораторном изучении электрических и других петрофизических величин из определенных по происхождению, возрасту, преобразованности, вещественному составу и структуре отложений и массивов пород отбирались представительные коллекции образцов (200—300 шт.). Для каждого из них определялись электрические и другие важнейшие петрофизические величины, например, такие как: коэффициенты k_n , $k_{по}$, ω_n общей и открытой пористости, полной влагоемкости, извилистости T_z , поровых каналов образцов, их массовая $k_{г\lambda m}$ или объемная $k_{г\lambda v}$ глинистость, удельная поверхность S_v , емкость обмена Q_{100} (или Q_v или q), коэффициент проницаемости $k_{пр}$, плотность δ_n , скорость v_p распространения упругих продольных волн или другие петрофизические величины. Причем электрические и некоторые другие из названных петрофизических величин определялись при полном насыщении образцов природным раствором электролита и чаще всего при температуре $t = 20^\circ\text{C}$ и давлении 0,1 МПа. Реже эти эксперименты выполнялись при высоких температурах и давлениях. Затем измеренные величины сопоставлялись друг с другом, а также выявлялось влияние на измеренные величины температуры и давления.

Проанализируем результаты экспериментальных исследований.

Зависимость электрических величин от коэффициентов пористости и влажности. Прежде всего отметим падение значений $\rho_{вп}$, P_n , $A_{да}$, A_B с ростом коэффициента объемной влажности (или пористости) отдельных разностей однотипных пород из определенных отложений или массивов (рис. 83—85) и увеличение при этом $\epsilon_{вп}$ и $\text{tg } \delta$ (рис. 86). Это хорошо согласуется с результатами модельных исследований. Обратную интенсивную (особенно при малых k_n или ω_n) и достаточно тесную связь между $\rho_{вп}$ и ω_n (k_n) или между P_n и ω_n (или k_n) объясняют большим различием значений удельных электросопротивлений ρ_t твердой и ρ_v жидкой фаз пород. Если ρ_t при отсутст-

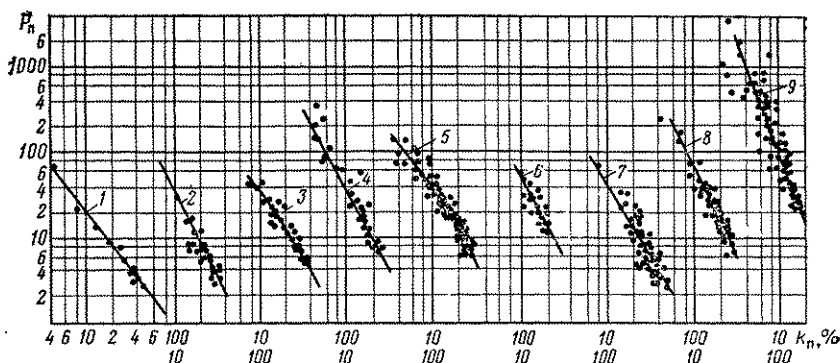


Рис. 83. Зависимости параметра P_n пористости от коэффициента k_n пористости для песчано-глинистых отложений различных районов СССР.

1 — пески (по материалам Л. А. Горбенко, АзНИИ и Л. П. Долиной, ВНИИГеофизика); 2 — песчанники IX, X и XI продуктивных горизонтов месторождения Газли; 3 — песчанники XII и XIII горизонтов того же месторождения; 4 — песчанники меловых и юрских отложений Затеречной области (по А. М. Нечаю); 5 — песчанники девонских отложений Туймазинского нефтяного месторождения (по Л. И. Орлову); 6 — песчанники девона Куйбышевской области (по Н. Я. Качуриной); 7 — алевролиты палеогеновых отложений Краснодарского края (по материалам лаборатории петрофизики МИНГ); 8 — песчанники девонских отложений Саратовского Поволжья (по И. Е. Эйману); 9 — песчанники и алевролиты дожветских отложений Башкирии и Татарии (по материалам лаборатории петрофизики МИНГ).

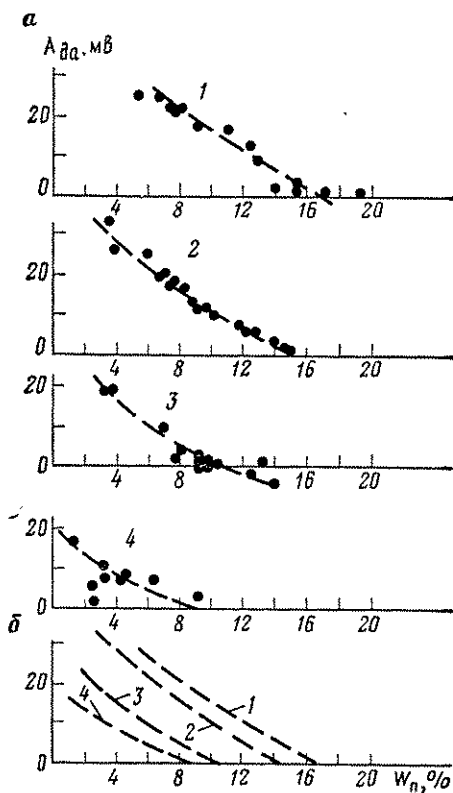


Рис. 84. Зависимости диффузионно-адсорбционной активности $A_{да}$ от объемной влажности w_n полимиктовых пород песчано-глинистых отложений площадей Башкирии и Татарии.

а — породы с цеменатами: 1 — железистым, железистой пленкой вокруг зерен, пиритовым и сидеритовым; 2 — глинистым, глинисто-серпичитовым и контакто-глинистым; 3 — опалово-халцедоновым, 4 — доломитовым; б — сопоставление средних линий 1—4, выражающих зависимость $A_{да}=f(w_n)$ для полимиктовых песчано-глинистых пород с различными цеменатами (по В. И. Кобрановой).

вии рудных электронно-проводящих включений стремится к бесконечности, то ρ_v относительно мало.

Зависимости $\rho_{вп}=f(k_n)$ или $P_n=f[k_n(w_n)]$ получали и как усредненные кривые для слабо-, средне- и сильноцементированных песчаных и карбонатных пород [2]. В двойном логарифме

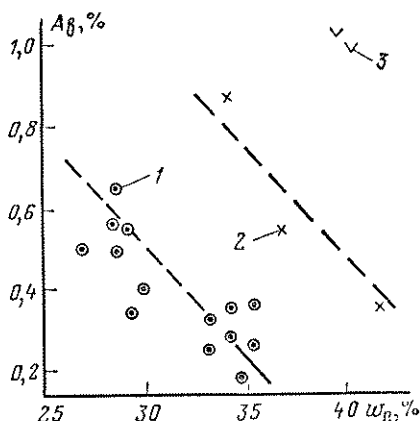


Рис. 85. Связь вызванной A_b с электрохимической активностью коэффициентом ω_p объемной влажности (по А. А. Веденину).

Известняки мелоподобные, со средним содержанием Fe_2O_3 (в %):
1 — 0,65; 2 — 1,32; 3 — 1,72

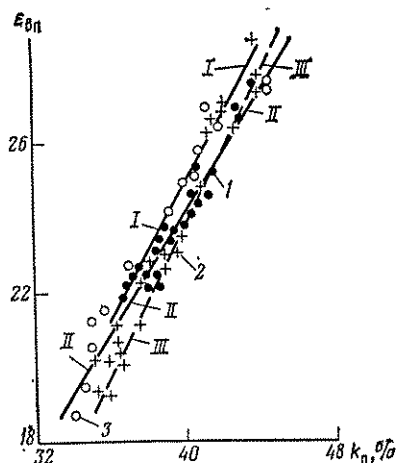


Рис. 86. Зависимость диэлектрической проницаемости $\epsilon_{вп}$ от коэффициента k_p пористости для максимально влажных кварцевых песков (по Г. Я. Черняку).

Пески: I — крупнозернистые; II — мелкозернистые, III — среднезернистые; диаметр зерен в мм: 1 — 0,05—0,25; 2 — 0,25—0,5; 3 — 0,5—1

рифмическом масштабе графики, усредняющие экспериментальные зависимости $P_p = f(k_p)$ (или $P_p = f(\omega_p)$), являются прямыми или они представляют собой кривые, слегка вогнутые по отношению к оси коэффициента пористости (объемной влажности). В арифметическом масштабе зависимость усредняют гиперболы, удовлетворяющие уравнению

$$P_p = a_p / k_p^m \quad (\text{или } P_p = a_p / \omega_p^m), \quad (35)$$

где a_p — коэффициент, постоянный для данных отложений, значения которого изменяются от 0,4 до >1 ; m — структурный показатель степени, оценивающий влияние на величину P_p формы поровых каналов. При $a_p = 1$

$$m = -\lg(\rho_{вп}/\rho_b) / \lg k_p = -\lg P_p / \lg k_p.$$

Для различных осадочных отложений m находится в пределах 1,3—2,2 и редко достигает больших значений. Графики усредненных зависимостей хорошо сопоставляются с теоретическими зависимостями $P_{\tau 1,2} = f(\omega_{\tau 1})$ для моделей с включениями в виде n серий эллипсоидов вращения или сфер (см. рис. 78). Следует отметить большую практическую значимость зависимостей $P_p = f(k_p)$. Они часто позволяют определить коэффициент пористости по данным метода сопротивлений.

В силу иной природы менее интенсивны и тесны обратные связи $A_{да} = f(\omega_p)$ [$A_{да} = f(k_p)$] (см. рис. 84) и $A_b = f(\omega_p)$ [$A_b = f(k_p)$] (см. рис. 85).

Так как значения диэлектрической проницаемости жидкой фазы максимально влажных пород в области радиочастот много выше, чем твердой, но отличаются они меньше, чем ρ_t и ρ_v , то связи $\epsilon_{вп} = f(\omega_p)$ [$\epsilon_{вп} = f(k_p)$] прямые и также менее интенсивные, чем связи $\rho_{вп} = f(\omega_p)$ или $P_{п} = f(\omega_p)$. С увеличением содержания воды в области радиочастот возрастают также тепловые потери в породах — их $\text{tg } \delta$.

Однако при заданной влажности разные образцы из определенных отложений или массивов пород имеют обычно неодинаковые значения всех названных электрических и электрохимических величин, что связано с вариациями состава, распределения и взаимодействия в объеме рассматриваемых сред твердой и жидкой фаз.

Зависимость значений электрических и электрохимических величин от характеристик состава, распределения и взаимодействия фаз в породе при определенном их объемном соотношении. Удельное электросопротивление и параметр пористости. Если породы определенных отложений не содержат рудных включений, то значения названных электрических величин тем выше для данной влажности и высокой минерализации порового электролита, чем больше их межфазная поверхность. Значения последней определяют, например, такие величины, как: эффективный средний и медианный радиус $r_{эф.м}$ (диаметр $d_{эф.м}$) пор или зерен, удельная объемная поверхность S_v , объемная Q_v и приведенная q_v емкость обмена, удельная объемная глинистость $k_{г\lambda v}$, относительная глинистость $\eta_{г\lambda}$, удельная объемная цементация $k_{ц v}$, коэффициент проницаемости $k_{пр}$ и др. Рост значений $\rho_{вп}$ и $P_{п}$ при заданном $k_{п}$ ($\omega_{п}$) с уменьшением радиуса (диаметра) пор или частиц и увеличением Q , $k_{г\lambda v}$, $k_{ц v}$, $\eta_{г\lambda}$ и т. д. образцов связан, при заданных условиях, с усложнением их ионопроводящих путей.

В этом случае поровые каналы пород становятся все более извилистыми, неоднородными и малы по сечению, а некоторые из них практически униполярны (пропускают ток одного направления). Это неодинаково изменяет и в среднем уменьшает числа переноса ионов в поровых каналах по сравнению с числами переноса их в свободных электролитах, а следовательно, уменьшается и электропроводность образцов при заданных влажности, составе фаз и минерализации электролита.

Так как любые отложения и массивы пород неоднородны по составу и структуре составляющих их разностей, то можно для ряда разных объемных отношений твердой и жидкой фаз в образцах получить по несколько значений $\rho_{вп}$ или $P_{п}$ при неодинаковых их структурных характеристиках (S_v , q_v , $k_{г\lambda v}$, $\omega_{мг т}$, $k_{пр}$, $A_{да}$ и т. д.), а затем построить для изучаемых отложений серии зависимостей $\rho_{вп} = f(\omega_p)$ [$\rho_{вп} = f(k_p)$], каждой из которых отвечает определенное значение какой-либо из структурных характеристик. Примерами семейств таких зависимостей являются связи $P_{п} = f(k_p)$ при $q_v = \text{const}$ (рис. 87), $P_{п} =$

$=f(k_n)$ при $k_{г\lambda m} = \text{const}$ (рис. 88). Каждая из таких зависимостей отличается большей теснотой, а иногда и интенсивностью, чем зависимости $P_n = f(k_n)$ (см. рис. 83), и поэтому может с большей надежностью послужить для оценки k_n , если известно P_n и могут быть определены q_v и $k_{г\lambda m}$ или $k_{г\lambda v}$. Известно, что в ряде случаев P_n надежно оценивается геофизическими методами, чего нельзя пока сказать о q_v и $k_{г\lambda v}$.

В этом отношении более перспективны связи $P_n = f(w_p)$, где графики дифференцируются по определяемым геофизикой величинам (диффузионная или γ -активность).

Если породы насыщены слабоминерализованным раствором природного электролита, то при $k_n = \text{const}$ с ростом их межфазной поверхности из-за уменьшения размеров зерен или пор, увеличения q_v , $k_{г\lambda v}$, $w_{мг\lambda}$ и т. д. наблюдается снижение $\rho_{вп}$. Минимальное удельное электросопротивление при заданном k_n и $\rho_v = 15 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ имеют, например, глинистые породы, глины и аргиллиты с диаметром зерен $d_3 = 0,005 \div 0,01 \text{ мм}$, выше сопротивление алевролитов ($d_3 = 0,01 \div 0,1 \text{ мм}$) и еще выше $\rho_{вп}$ песчаников ($d_3 > 0,1 \text{ мм}$). То же относится и к известнякам; при $k_n = \text{const}$ и $C_v = 0,01$ и их P_n тем ниже, чем больше глинистость (см. рис. 88, а).

Установлено также, что при уменьшении минерализации (увеличении удельного электросопротивления) жидкой фазы образцов пород из определенных отложений их удельное электросопротивление $\rho_{вп}$ возрастает тем меньше, чем больше их глинистость при определенном коэффициенте пористости. В связи с этим наблюдается уменьшение значения параметра P_n с ростом ρ_v (см. рис. 88, б). Это приводит к тому, что графики зависимости $P_n = f(k_n)$, полученные для определенных отложений при разной минерализации поровых вод, имеют разный вид. Если при значительных минерализациях поровых вод эти графики в двойном логарифмическом масштабе обычно близки к прямым, то с уменьшением минерализации порового электролита они тем больше искривляются и тем меньше становятся значения параметров пористости отдельных образцов, чем больше их глинистость.

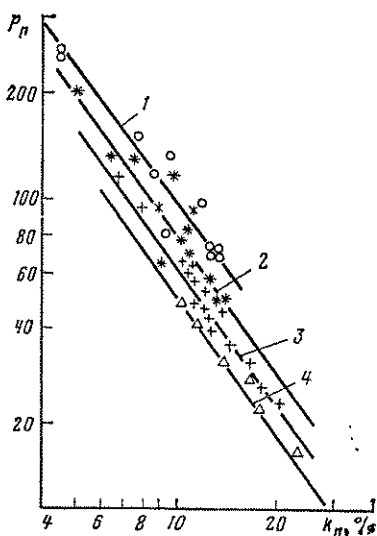


Рис. 87. Сопоставление параметра P_n пористости с коэффициентом k_n пористости песчано-глинистых пород Днепровско-Донецкой впадины (по М. М. Элланскому).

Приведенная емкость q_v обмена (в мг-экв/см³). 1 — 0,6 и более; 2 — 0,4–0,6; 3 — 0,2–0,4; 4 — 0–0,2

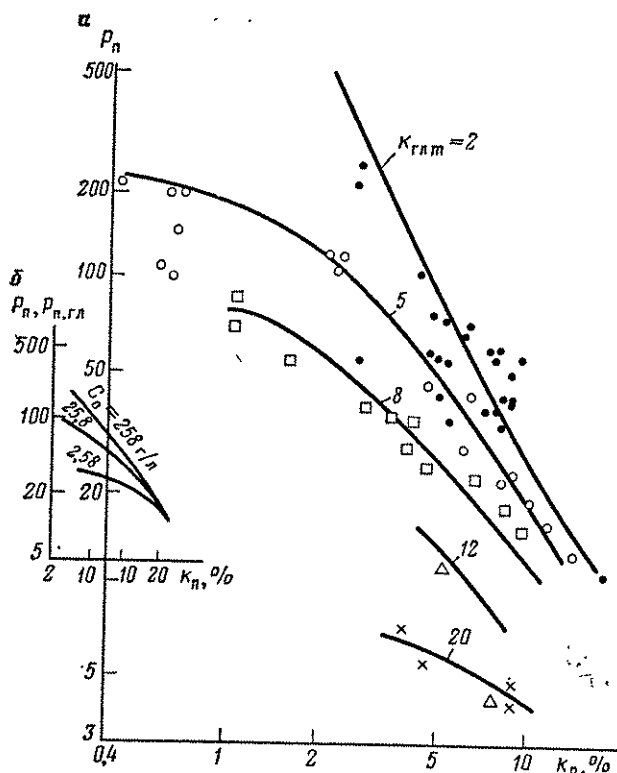


Рис. 88. Сопоставление параметра P_n пористости с коэффициентом k_n пористости карбонатно-глинистых пород верхнего триаса района Долны Дыбник, при минерализации поровой воды $C_0=0,01$ и (а) [по И. Б. Николовой] и линии, усредняющие зависимости этих величин, полученные для разоглинных образцов песчаников и алевролитов девона Татарии (б) [по В. М. Добрынину]

Особенно резко уменьшаются с увеличением p_v значения P_n низкопористых образцов), так как их коэффициент пористости сильно снижен за счет цементации пор глинами. Такое изменение значений $p_{вп}$ и $P_{п.гл}$ (см. рис. 88, б) отдельных образцов объясняют дополнительной проводимостью, обусловленной ДЭС и названной поверхностной проводимостью. Эта электропроводность растет с увеличением толщины ДЭС, а она становится тем больше, чем меньше минерализация свободного порового электролита.

Растет поверхностная проводимость и с увеличением поверхности раздела фаз, последняя, в частности, тем больше, чем выше глинистость пород. Влияние поверхностной проводимости на удельное электросопротивление глинистых пород учитывает параметр Π поверхностной проводимости. Эта величина определяется по-разному, объясним почему. По данным ряда авторов влияние поверхностной проводимости на удельное

электросопротивление отдельных образцов непрерывно уменьшается со снижением удельного электросопротивления порового электролита.

Другие исследователи считают, что эффект поверхностной проводимости наблюдается только до определенной минерализации порового электролита (например, для минерализации порового раствора NaCl 0,3—0,4 н (рис. 89), при которой поверхностной проводимостью глинистого материала можно пренебречь, в силу того что она не отличается от проводимости свободного электролита. При еще более значительной концентрации насыщающего породу электролита ДЭС становится все уже, плотность ионов и молекул воды в нем возрастает, и поверхностная проводимость, непрерывно снижаясь, становится все меньше, чем у свободного электролита. В связи с этим глинистые частицы начинают все более препятствовать прохождению через породу тока, что приводит к росту значений удельного электросопротивления и параметра пористости определенной глинистой породы [23].

В соответствии с описанными исследованиями за параметр поверхностной проводимости предложено принимать две величины Π и Π' . Величина Π — это отношение значений параметра пористости $P_{пх}$ при данной минерализации x к параметру пористости $P_{п\max}$ при максимальной минерализации порового электролита (4 н для раствора NaCl) или обратная этой величина, а $\Pi' = P_{пх}/P_{п0,3-0,4\text{ н}}$ (где $P_{п0,3-0,4\text{ н}}$ — параметр пористости при минерализации порового электролита, обеспечивающей равенство удельной электропроводности ДЭС и свободного электролита, которое, по-видимому, наступает при концентрации электролита 0,3—0,4 н) [23].

Если $\Pi = P_{пх}/P_{п\max}$, то его значения для глинистых пород меньше единицы, при $\Pi = P_{п\max}/P_{пх}$ — больше единицы. Когда же параметр поверхностной проводимости определяется как отношение $P_{пх}/P_{п0,3-0,4\text{ н}}$, то его значения меньше единицы (при минерализации раствора порового электролита меньшей 0,3—0,4 н) и больше единицы (при более высоких минерализациях того же электролита). Параметр поверхностной проводимости $\Pi = P_{пх}/P_{п\max}$ непрерывно уменьшается с ростом емкости обмена пород, их диффузионно-адсорбционной активности. Обрат-

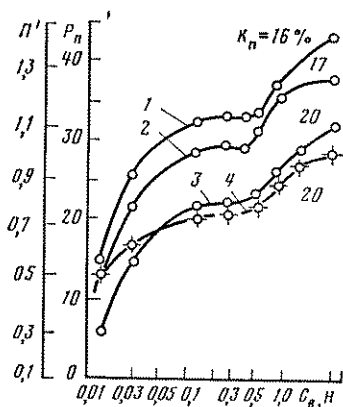


Рис. 89. Зависимости параметров пористости $P_{п}$ (кривые 1, 3, 4) и поверхностной проводимости Π' (кривая 2 при $k_n = 17\%$) от минерализации $C_{в}$ поровых вод для пластов БС₁₋₁₅ Малобалыкского месторождения (по Е. И. Леонтьеву и А. Я. Малыхину)

ная и достаточно тесная связь Π с $A_{\text{да}}$ объясняется тем, что $A_{\text{да}}$ является функцией обменной емкости пород.

Значения Π' образцов песчаника с разной глинистостью тем меньше при данном сопротивлении ρ_v порового электролита, чем больше их глинистость. Причем значения Π' вначале (при $C_v > 0,3 \div 0,5$ н) больше, а затем (при $C_v < 0,3 \div 0,5$ н) меньше единицы. Значения Π песчано-глинистых пород изменяются тем в больших пределах, чем меньше минерализация порового электролита. Для этих пород при $\rho_v = 2,6 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ Π изменяется от 0,9 до $\sim 0,25$, а при $\rho_v = 0,275 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ — от 0,97 до 0,7.

Сопоставление значений параметра пористости песчано-глинистых пород со средним $r_{\text{к. ср}}$ и медианным $r_{\text{к. м}}$ эффективными радиусами поровых каналов показывает, что P_n возрастает как с $r_{\text{к. ср}}$, так и с $r_{\text{к. м}}$. Это объясняют значительной глинистостью разностей пород с небольшими $r_{\text{к. ср}}$ (или $r_{\text{к. м}}$), при которой хотя и растет извилистость поровых каналов, но появляется дополнительная поверхностная проводимость, и из-за этого падают значения $\rho_{\text{вп}}$, а следовательно, и P_n .

Диэлектрическая проницаемость и тангенс угла диэлектрических потерь. Хотя основное влияние на диэлектрическую проницаемость и тангенс угла диэлектрических потерь оказывает влажность пород, значения этих величин зависят, по-видимому, также от структурных петрофизических величин. Это следует, например, из модельных теорий. Однако экспериментальными исследованиями эти выводы для максимально влажных пород пока подтверждены недостаточно.

Диффузионно-адсорбционная активность. Значения $A_{\text{да}}$ также определяются не только удельной объемной влажностью, но сильно зависят от состава фаз, значений величин, характеризующих развитие межфазной поверхности. Возрастает $A_{\text{да}}$ с увеличением содержания в твердой фазе песчано-глинистых пород полуторных окислов алюминия и железа, находящихся в прямой зависимости от глинистости этих пород. Для того же типа пород при данной влажности значения $A_{\text{да}}$ зависят и от состава цемента. Неодинакова, например, $A_{\text{да}}$ при $\kappa_n (w_n) = \text{const}$ песчано-глинистых пород с железистым, глинистым, опалово-халцедоновым и доломитовым цементом (см. рис. 84) или тех же пород с преимущественно каолинистово-гидрослюдистым и кальцитовым цементом. У эффузивных пород $A_{\text{да}}$ тем выше, чем больше в их твердой фазе кристаллизационной воды. Диффузионно-адсорбционная активность песчано-глинистых и известково-магнезиальных пород возрастает: 1) при уменьшении эффективного диаметра $d_{\text{э. эф}}$ и среднего $d_{\text{э. эф. ср}}$ диаметра их зерен, среднего $r_{\text{к. ср}}$ и медианного $r_{\text{к. м}}$ радиусов поровых каналов, коэффициента $k_{\text{пр}}$ абсолютной проницаемости (рис. 90), при увеличении их удельной поверхности (рис. 91), емкости обмена (рис. 92), относительной глинистости (рис. 93), массовой глинистости, объемной глинистости $k_{\text{гл. в.}}$, содержания в песчано-глинистой породе глинисто-раство-

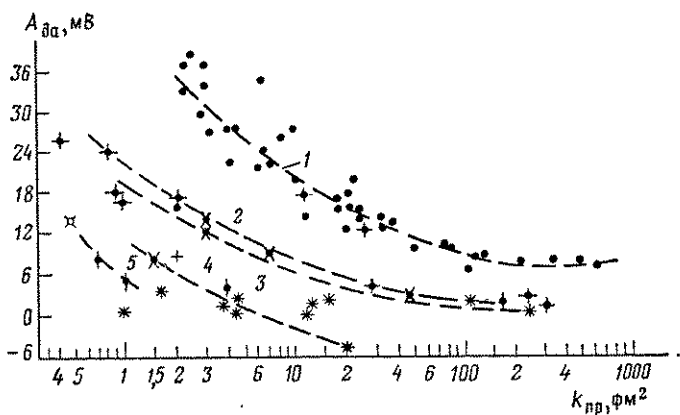


Рис. 90. Зависимости диффузионно-адсорбционной $A_{да}$ активности от коэффициента $k_{пр}$ проницаемости песчано-глинистых пород.

1 — для кварцево-глауконитовых алевролитов с глинистым цементом из палеогеновых отложений Ахтырской площади; 2 — для кварцево-полевошпатово-слюдистых песчаников и алевролитов с железистым цементом, железистой пленкой вокруг зрен, пиритовым и сидеритовым цементом из палеозойских доживетских отложений разведочных площадей Башкирии и Татарии; 3 — для кварцево-полевошпатово-слюдистых песчаников и алевролитов с глинистым цементом из тех же отложений; 4 — для кварцево-полевошпатово-слюдистых песчаников и алевролитов с опалово-халцедоновым цементом из тех же отложений; 5 — для кварцево-полевошпатово-слюдистых песчаников и алевролитов с доломитовым цементом из тех же отложений

римой части, гигроскопической w_g , максимальной массовой гигроскопической $w_{гм}$, остаточной $k_{во}$ и приведенной гигроскопической $q_{wг}$ влагоемкостей.

Все перечисленные прямые и обратные связи не отличаются большой теснотой, и их интенсивность неодинакова во всех областях значений величин, определяющих межфазную поверхность или объемную влажность. Наиболее тесными из них являются связи между $A_{да}$ и такими относительными или приведенными величинами, как относительная удельная поверхность $S(1-w_p)/w_p$ (см. рис. 91), приведенная емкость обмена q_v (см. рис. 92), относительная гигроскопическая влагоемкость, а также связи $A_{да}$ со структурными характеристиками пород при определенных значениях влажности образцов (например, связи $A_{да}=f(k_{глм})$ при $w_p=\text{const}$ или связи $A_{да}=f(\Pi)$ при $k_{пр}=\text{const}$, или связи $A_{да}=f(k_p)$ и $A_{да}=f(k_{пр})$ при постоянном составе цемента песчано-глинистых пород (см. рис. 84 и 90).

Более тесными должны быть также связи $A_{да}=f(k_p)$ при $k_{глм}=\text{const}$ и $A_{да}=f(k_p)$ при $\Pi=\text{const}$. Как можно видеть из рассмотрения перечисленных более тесных связей, они сравнивают значения $A_{да}$ образцов пород, имеющих заданную влажность, со значениями какой-либо из структурных характеристик, либо сравнивают значения $A_{да}$ образцов пород, определенных по структурным характеристикам, с какой-то из их емкостных характеристик. В этих случаях связи теснее, так как соп-

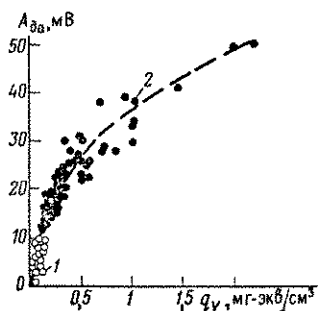
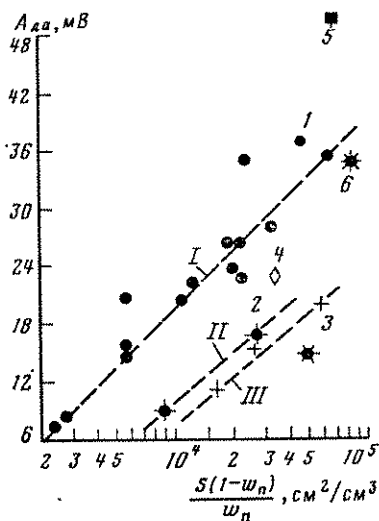


Рис. 91. Зависимости диффузионно-адсорбционной $A_{да}$ активности от приведенной удельной поверхности $S(1-w_n/w_n)$ для песчано-глинистых пород третичных отложений Краснодарского края.

Породы с цементом: I — глинистым; II — глинисто-опаловым; III — кальцитовым; породы с цементами (по Э. Бак): 1 — глинистым; 2 — глинисто-опаловым; 3 — кальцитовым; 4 — доломитовым; 5 — сидеритовым; 6 — смешанным.

Рис. 92. Зависимость диффузионно-адсорбционной $A_{да}$ активности от приведенной емкости q_v обмена для терригенных пород продуктивных отложений нефтяных месторождений Тюменской области (по Б. Ю. Вендельштейну).

1 — коллектор; 2 — неколлектор

Рис. 93. Зависимость диффузионно-адсорбционной $A_{да}$ активности от относительной глинистости $\eta_{гд}$ для карбонатных пород триаса районов Бели Извор, Главаци и Долни Дыбник (1) [по И. Б. Николовой] и Кырма (2) [по В. С. Кудрявцеву]

ставляемые величины неодинаково зависят от емкостных и структурных характеристик.

Вызванная электрохимическая активность. У максимально влажных чистых кварцевых песков наивысшие значения A_v возможны при поровых электролитах со щелочной реакцией (например, растворы Na_2CO_3 и $NaOH$), с двухвалентными, особенно с трехвалентными катионами. Поляризуемость тех же пород находится в прямой зависимости от дзета-потенциала при отрицательных его значениях. Согласно опытным данным вызванная электрохимическая активность обломочных пород пропорциональна удельному электросопротивлению ρ_v насыщающих их вод:

$$A_v = U_{вп} F / l P_n \rho_v = A_{вп} \rho_v,$$

где F и l — площадь поперечного сечения и длина образца породы; P_n — параметр пористости; I — ток; $A_{вп}$ — значение вы-

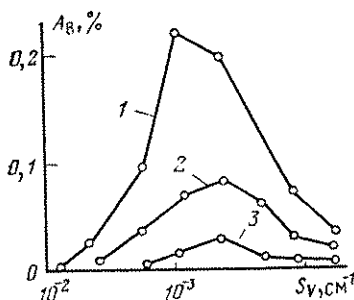


Рис. 94. Зависимость вызванной электрохимической A_b активности от удельной объемной S_v поверхности образцов песчаника при различном удельном электросопротивлении раствора KCl, насыщающего образцы (по С. Г. Комарову и П. Т. Котову).

ρ_v (в Ом·м): 1 — 700; 2 — 270; 3 — 63

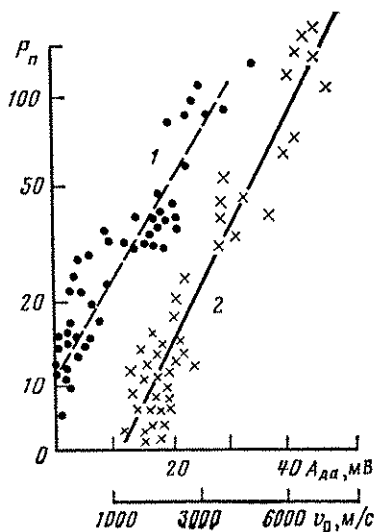


Рис. 95. Связи параметра P_p пористости с диффузионно-адсорбционной A_{da} активностью (1) и скоростью v_p распространения волны упругости (2)

званной электрохимической активности, приведенное к удельному электросопротивлению вод в 1 Ом·м.

Вызванная электрохимическая активность обломочных пород возрастает: с увеличением их удельной поверхности (рис. 94) до определенных ее значений, а затем снижается [2, 29] с увеличением глинистости и емкости обмена. Отмечают также рост значений A_b обломочных пород с уменьшением $k_{пр}$. Достаточная теснота этих связей возможна при постоянном значении коэффициента пористости образцов [2]. Скорость спада величины $U_{вп\ 5}/U_{вп\ 20}$ уменьшается с ростом диаметра зерен песчаных пород (здесь время спада соответственно 5 и 20 с).

Следует отметить, что электрические величины связаны друг с другом и с неэлектрическими величинами также через коэффициент пористости и другие структурные характеристики. Обнаружены, например, связи $P_{п\parallel} = f(\delta_c)$ и $P_{п\perp} = f(\delta_c)$ [2], $P_{п\parallel} = f(A_{да})$ и $P_{п\perp} = f(v_p)$ (рис. 95), $P_{п\parallel} = f(k_{пр})$, $\varepsilon = f(\sigma_{вп})$, $A_{да} = f(q_p)$, $P = f(A_{да})$, $A_b = f(\rho_{вп})$, $A_b = f(P_{п\parallel})$, $A_b = f(v_p)$.

Эти связи обычно не отличаются большой теснотой, так как каждая из сопоставляемых величин зависит от коэффициента пористости или структурных характеристик по-своему. Теснота этих связей повышается, если они получены для фиксированных значений структурных характеристик или коэффициента пористости.

Руды и породы с рудными включениями

Удельное электросопротивление. Сухие руды и плотные породы с рудными включениями, являются двухфазны-

ми или однофазными и двухкомпонентными средами. Так представляют себе эти породы потому, что удельное электросопротивление воздуха и минералов, вмещающих рудные или находящиеся среди них, практически одинаково и очень велико ($> 10^{10}$ Ом·м), а хорошо проводящий рудный компонент пород имеет малое удельное электросопротивление. Влажные плотные руды и породы с рудными включениями при несвязанных порах можно считать также близкими к двухкомпонентным, если не учитывать проводимость незначительного объема почти несвязанной воды в малом поровом объеме этих сред. Поэтому $\rho_{\text{пр}} = P_{\text{рр}} \rho_{\text{р}}$ и $\rho_{\text{пр}} = P_{\text{нр}} \rho_{\text{нр}}$, где $\rho_{\text{пр}}$ — удельное электросопротивление руды или плотной породы с рудными включениями в сухом или влажном состоянии; $\rho_{\text{р}}$ и $\rho_{\text{нр}}$ — то же, рудного и нерудного компонентов; $P_{\text{р}}$, $P_{\text{нр}}$ — параметры, значения которых определяются объемным соотношением рудного и нерудного компонентов и характером распределения проводящего компонента в объеме породы. Зависимость значений $P_{\text{р}}$ от объемного содержания $\omega_{\text{т1}}$ нерудного компонента и характера его распределения в объеме руды (или объеме плотной породы с рудными включениями) приведена на рис. 78. Здесь показано, что значения параметра $P_{1,2}$, а следовательно, и $P_{\text{нр}}$ различных моделей двухкомпонентной твердой фазы с ростом объемной доли $\omega_{\text{т1}}$ заполняющего компонента, имеющего очень высокое удельное электросопротивление ρ_1 (т. е. $\rho_{\text{нр}}$) при малом удельном электросопротивлении ρ_2 (т. е. $\rho_{\text{р}}$) проводящих включений очень быстро возрастают до содержания заполняющего непроводящего компонента, равного 0,01 в случае изометричных проводящих включений; затем рост коэффициента пропорциональности $P_{1,2}$ ($P_{\text{нр}}$) замедляется, и его значение достигает единицы. При неизометрических игольчатых, пластинчатых и других включениях $P_{1,2}$ ($P_{\text{нр}}$) до объемного содержания непроводящих включений, равного 0,8—0,9, остается очень низким и близким к постоянному, и только когда содержание непроводящего компонента становится очень большим, быстро возрастает, стремясь к единице.

Результаты теоретических исследований удельного электросопротивления двухкомпонентной твердой фазы для сухих руд и пород с рудными включениями хорошо подтверждается экспериментами на искусственных образцах сухих руд (см. рис. 78, кривая 42). Лабораторная кривая, полученная для смесей кварцевого порфира с железным блеском, располагается между теоретическими для различных, близких по структуре моделей двухкомпонентной твердой фазы пород.

Экспериментальные связи между удельной электропроводностью водонасыщенных руд $\sigma_{\text{в.пр}}$ и содержанием ξ рудных включений, выявленные при изучении и сопоставлении названных величин для коллекций образцов из определенных рудных месторождений (магнетитовых, сульфидных и др.), недостаточно тесны. Разброс точек на этих зависимостях будет уменьшен,

если каждую из них построить для определенной влажности. При этом для данной рудной залежи получим семейство зависимостей $\sigma_{в. пр} = f(\xi)$ при $\omega_n = \text{const}$. Их можно использовать при геофизическом определении содержания в руде рудных минералов.

Следовательно, экспериментальные исследования электросопротивления руд подтверждают результаты расчетов его на моделях пород. Отмечается значительная анизотропия электропроводности полосчатых сульфидных руд.

В углях также выделяют три резко отличных по удельной электропроводности компонента: органическую массу углей, удельное электросопротивление $\rho_{уг}$ которой достигает более 10^6 Ом·м у всех углей за исключением антрацитов и полуантрацитов (у них $\rho_{уг}$ снижается до 10^{-3} Ом·м), примеси несгорающих минералов (с которыми связана определенная зольность углей), имеющие гораздо меньшие удельные электросопротивления, чем органическая масса, у всех углей за исключением антрацитов, и воду с относительно низким ρ_v (особенно ее много у бурых углей). В связи с этим обнаружены корреляционные связи между удельным электросопротивлением и зольностью сухих углей, а также между $\rho_{вп}$ и влажностью углей.

Диэлектрическая проницаемость и диэлектрические потери. При изучении диэлектрической проницаемости и тангенса угла диэлектрических потерь руд и пород с рудными включениями можно представить себе их двухфазными трехкомпонентными (сухие руды и породы с рудными включениями), трехфазными четырехкомпонентными (те же породы, полностью насыщенные водой) и трехфазными пятикомпонентными (последние породы частично насыщенные водой) средами. Причем одним из компонентов влажных пород является ДЭС.

Если представить себе руды и породы с рудными включениями в виде статистических смесей их компонентов, то, используя уравнение Оделевского [см. формулу (32)] (как это делает Е. И. Леонтьев для сухих полностью и частично насыщенных водой пород), можно рассчитать $\epsilon_{ср}$ или $\text{tg } \delta$, задавшись определенными значениями этих величин для каждого из компонентов и их объемным соотношением. У сухих руд и пород с рудными включениями диэлектрическая проницаемость и тангенс угла диэлектрических потерь при определенном содержании рудных включений снижаются с ростом их коэффициента пористости, так как $\epsilon_{вз}$ и $\text{tg } \delta_{вз}$ воздуха значительно меньше, чем те же величины нерудных и особенно рудных компонентов.

Увеличение влажности при заданном содержании рудных включений способствует росту как ϵ , так и $\text{tg } \delta$ рассматриваемых пород в связи с тем, что ϵ_v и $\text{tg } \delta_v$ для воды значительно выше, чем для нерудных минералов.

С увеличением содержания рудных минералов с $\epsilon_{вп} > 80$ при определенной влажности пород значения ϵ и $\text{tg } \delta$ возрастают.

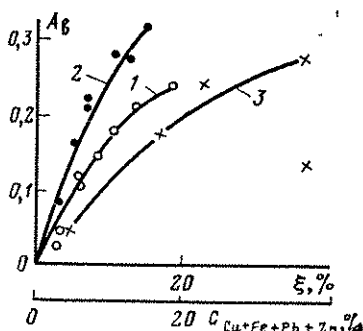


Рис. 96. Зависимости вызванной электрохимической A_v активности от массового содержания ξ рудных минералов в кварцевом песке (1, 2) [по В. А. Комарову] и рудных металлов $C_{Cu+Fe+Pb+Zn}$ в Джезказганской медной руде (по Б. М. Уразаеву)

1 — полиметаллические рудные включения (52% сфалерита, 20% галенита, 10% халькопирита, 15% пирита, 3% кварца) с размером зерен 2—4 мм; 2 — сульфидно-никелевая руда (90% пиротина, 10% петландита) с размером рудных частиц от 5 до 10 мм; 3 — медная руда

Диффузионно-адсорбционная активность. Эта величина для максимально влажных руд и пород с рудными включениями, по-видимому, отличается от $A_{да}$ пород, не содержащих рудных включений, но имеющих те же удельные влажность (пористость) и межфазную поверхность. Однако диффузионно-адсорбционная активность руд и пород с рудными включениями практически не изучалась.

Вызванная электрохимическая активность. Эта величина для пород и руд возрастает с повышением содержания в них электронно-проводящих минералов (сульфидов, окислов и др.) (см. рис. 96). При выводе формул, определяющих значения вызванной электрохимической активности, Ю. И. Булашевич исходил из:

1) решения задачи о распределении потенциала при включении сферы с ρ_i в однородную среду с ρ_e , в которой существует однородное электрическое поле напряженностью E_0 ;

2) предположения о том, что ЭДС $\mathcal{E}_c$ поляризации, возникающей на поверхности сферы, в результате прохождения тока пропорциональна его нормальной плотности: $\mathcal{E}_c = -\vec{k} \vec{j}_n$, где k — коэффициент пропорциональности;

3) граничных условий на поверхности сферы

$$U_e - U_i = k \vec{j}_n;$$

$$\frac{1}{\rho_e} \left(\frac{\partial U_e}{\partial r} \right)_{r=a} = \frac{1}{\rho_i} \left(\frac{\partial U_i}{\partial r} \right)_{r=a},$$

где a — радиус сферы; r — расстояние от центра сферы до рассматриваемой точки; U_e и U_i — потенциалы во вмещающей среде и внутри сферы.

Решение задачи приводит к уравнениям, определяющим потенциальные функции U_i внутри сферы и U_e в пространстве, окружающем ее, а также нормальную составляющую плотности $\vec{j}_n$ тока на ее поверхности, что позволяет найти величину ЭДС вызванной поляризации сферы и рассчитать дипольный

электрический момент поляризованной сферы:

$$\vec{P}_{\text{вп}} = \varepsilon_c a^2 \frac{\rho_e}{\rho_e + 2\rho_i} = - \frac{3k/a}{[1 + (2\rho_i/\rho_e)] [\rho_e + 2\rho_i + (2k/a)]} a^3 \rho_e \vec{j}_0,$$

где $\vec{j}_0$ — плотность тока в однородной среде; $\vec{P}_{\text{вп}}$ — вектор поляризации породы.

Затем можно найти соотношение, определяющее A_v среды с проводящими включениями. Многочисленные операции при получении этого уравнения, описанные в работе [2], приводят к следующей формуле:

$$A_v = \frac{U_{\text{вп}}}{U_{\text{пр}}} = \frac{E_{\text{вп}}}{E_{\text{пр}}} = \frac{3c\xi}{a^3 + c\xi} = \frac{9\xi\beta k/(a + 2kv)}{1 + 3\xi\beta k/(a + 2kv)}, \quad (36)$$

где ξ — объемное содержание в породе твердой фазы с электронной проводимостью; $\beta = \rho_e / (2\rho_i + \rho_e)^2$; $v = 1 / (2\rho_i + \rho_e)$;

$$c = \frac{3\alpha^3 k/a}{(1 + 2\rho_i/\rho_e) (\rho_e + 2\rho_i + 2k/a)}.$$

Как видно из формулы (36), A_v пород с электронно-ионной проводимостью в общем случае зависит от объемного содержания электронно-проводящей фазы, диаметра зерен породы, удельного электросопротивления обеих фаз и постоянной k , определяемой, в частности, минеральным составом последних. Формула имеет ряд ограничений. В предельном случае при $\rho_i \ll \rho_e$, $a \ll 2kv$ и незначительном ξ вызванная электрохимическая активность $A_v = 9\xi/2$. Здесь следует отметить, что если на удельное электросопротивление влияет только содержание связанных проводящих компонентов, то A_v зависит как от изолированных, так и от связанных проводящих включений.

Сухие, нефтеводо-, газоводо- и газонефтеводонасыщенные породы

Удельное электросопротивление. Для слабоглинистых пород уменьшение объема пластовой воды в коллекторах при их нефте-, газонасыщении или наличии смеси этих компонентов приводит к росту удельного электросопротивления

$$\rho_{\text{нп}} = P_n \rho_{\text{вп}}. \quad (37)$$

Из формулы видно, что оно пропорционально удельному электросопротивлению той же породы при 100%-ном насыщении ее пор водой.

Коэффициент пропорциональности — параметр насыщения P_n — зависит от характера распределения и содержания k_v воды в единице объема порового пространства породы. Он показывает, что при определенном $\rho_{\text{вп}}$ можно получить разные $\rho_{\text{нп}}$ в зависимости от объемного соотношения в образце воды и нефти, воды и газа (или воды, нефти и газа), состава его вмещающего и цементирующего твердых компонентов, извилистости поровых каналов при частичном насыщении пор водой.

Параметр

$$P_n = \rho_{\text{нп}}/\rho_{\text{вп}} = P_{k_{\text{в}}} \rho_{\text{в}}/P_{\text{п}} \rho_{\text{в}} = P_{k_{\text{в}}}/P_{\text{п}}, \quad (38)$$

где $P_{k_{\text{в}}} = \rho_{\text{нп}}/\rho_{\text{в}}$ — параметр водонасыщения.

Если параметр $P_{\text{п}}$ определяется коэффициентом пористости и структурой твердой фазы пород, то параметр $P_{k_{\text{в}}}$ зависит также и от степени насыщения породы водой и распределения в порах воды, нефти и газа.

По аналогии с выражением $P_{\text{п}} = T_{\text{э}}^2/k_{\text{п}}$ для максимально насыщенных пород для частично насыщенных пластовыми водами разностей справедливо следующее соотношение:

$$P_{k_{\text{в}}} = T_{\text{эп}}^2/\omega = T_{\text{эп}}^2/k_{\text{п}} k_{\text{в}},$$

где $k_{\text{в}}$ — коэффициент водонасыщения порового пространства; $T_{\text{эп}}$ — электрическая извилистость поровых каналов частично насыщенной породы, обусловленная как извилистостью поровых каналов, так и распределением воды, нефти и газа в поровом пространстве пород; ω — удельная объемная влажность частично насыщенной водой породы.

Распределение воды, нефти и газа в поровом пространстве пород зависит от избирательной смачиваемости их твердой фазы. Если подставить в формулу (38) значения $P_{\text{п}}$ и $P_{k_{\text{в}}}$, то получим

$$P_n = P_{k_{\text{в}}}/P_{\text{п}} = (T_{\text{эп}}/T_{\text{э}})^2/k_{\text{в}}. \quad (39)$$

Анализ формул (37) и (39) показывает, что сопротивление частично насыщенной породы тем больше отличается от сопротивления максимальной влажной породы, чем меньше ее водонасыщение. Из двух пород с одинаковым водонасыщением более высокое $\rho_{\text{нп}}$ имеет та, для которой больше отношение извилистостей при частичном и полном насыщении.

Характер зависимости P_n от $k_{\text{в}}$ и распределения жидкости и газов в порах пород исследован на чистых образцах различных песчано-глинистых и карбонатных отложений.

Для определения P_n измерялось $\rho_{\text{нп}}$ образцов с известными $k_{\text{в}}$ и $\rho_{\text{вп}}$ тех же образцов при их полном водонасыщении. По известным $\rho_{\text{нп}}$ и $\rho_{\text{вп}}$ рассчитывались значения P_n , и далее строились зависимости $P_n = f(k_{\text{в}})$ для конкретных песчано-глинистых или карбонатных отложений (рис. 97). Исследования показали, что P_n слабо зависит от типа пород и насыщающих их неоднородных жидкостей, если вода смачивает твердую фазу. Это позволило ряду авторов получить аналитические выражения для построения кривых зависимостей средних значений P_n от $k_{\text{в}}$.

По В. Н. Дахнову

$$P_n = a_n/k_{\text{в}}^n,$$

причем для песчано-глинистых пород (при $k_{\text{в}} < 40\%$) $a_n = 0,6$ и $n = 2,25$, а для карбонатных (при $k_{\text{в}} < 25\%$) $a_n = 0,4$ и $n = 2,1$;

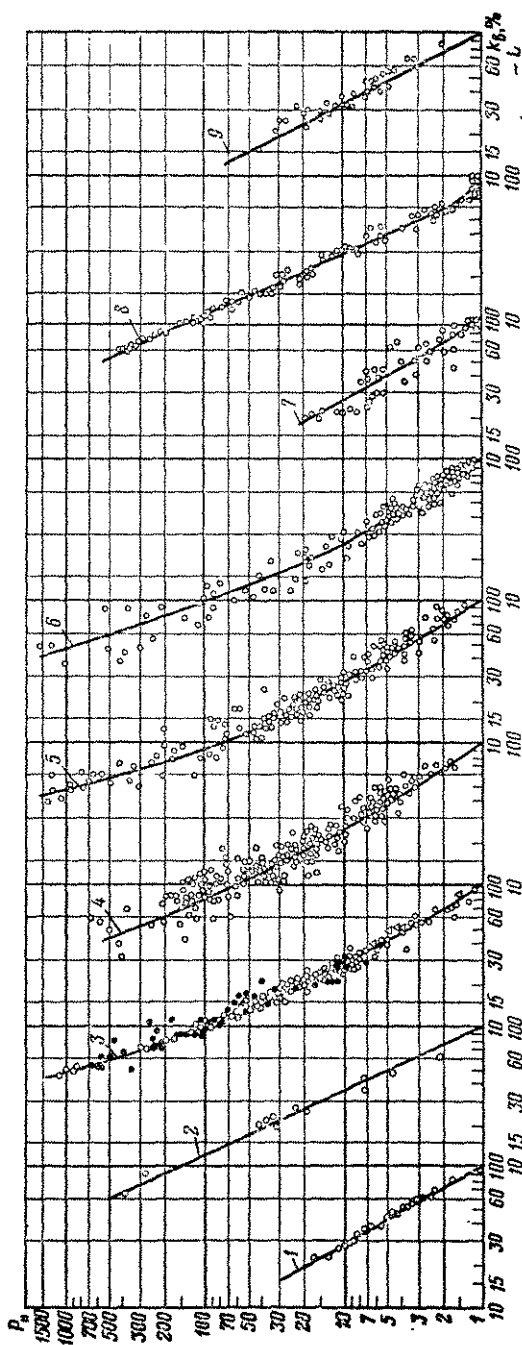


Рис. 97. Зависимости параметра P в насыщения от коэффициента K , водонасыщения для различных песчано-глинистых отложений СССР.

1 — песчанки третичных отложений Азербайджана (по Н. Г. Котану, АзНИИ); 2 — песчанки и алевролиты девонских отложений Туьмазского нефтяного месторождения (лаборатория петрофизики МИНГ); 3 — пески и песчанки девонских отложений Туьмазского нефтяного месторождения (по Г. С. Морозову, ВНИИГеофизика); 4 — песчанки углосной сваты месторождения Куйбышевского Поволжья (по Н. Я. Качурин, Куйбышевский геофизический трест); 5 — песчанки девона Ромашкинского месторождения (по Л. П. Долгой и Г. И. Скобниковой, ВНИИГеофизика); 6 — песчанки третичных отложений Грозного (по Л. П. Долгой, ВНИИГеофизика); 7 — песчанки третичных отложений Грозного (по Л. П. Долгой, ВНИИГеофизика); 8 — песчанки девона Туьмазского месторождения (по А. В. Золотову); 9 — песчанки разного возраста (по Ф. Н. Котяхову).

по Г. Гюйо

$$P_H = 1/k_B^{1,98}; \quad (40)$$

по Г. Арчи

$$P_H = 1/k_B^{2,0}. \quad (41)$$

Как видно, показатель n , учитывающий структуру и характер распределения флюидов в поровом пространстве пород, близок к двум. Однако некоторые графики $P_H = f(k_B)$ соответствуют уравнениям (40) и (41) только тогда, когда показатель n имеет более высокие или низкие значения.

Согласно работе Г. В. Келлера, связь между параметрами P_H и k_B выражается двумя уравнениями для высоких и низких насыщений. Формула для высоких насыщений

$$P_H = k_B^{-n_1}$$

справедлива до значений k_B , больших критического водонасыщения $k_{B, \text{кр}}$.

Для гидрофильных пород при $k_B < k_{B, \text{кр}}$ вода на стенках пор находится в виде капель (см. рис. 32, А, з), а для гидрофобных $k_{B, \text{кр}}$ достигается при удалении почти всей воды из мелких пор и нарушении электрической связи между отдельными частями проводящей жидкости (см. рис. 32, Б, з) и

$$P_H = b k_B^{-n_2},$$

где n_2 — показатель степени для низких насыщений k_B ; b — постоянный коэффициент.

Абсолютные значения n_1, n_2 весьма различны и определяются степенью насыщения и характером распределения жидкости и газов в порах пород. При этом последний зависит от структуры порового пространства и от того, гидрофильна или гидрофобна их твердая фаза.

Кривые $P_H = f(k_B)$, усредняющие экспериментальные данные для определенного типа песчано-глинистых и известково-магнезиальных отложений, имеют большое практическое значение; с их помощью по удельному электросопротивлению породы при максимальной влажности и в нефте- или газонасыщенном состоянии можно найти коэффициент ее нефте- или газонасыщения.

В случае глинистых неслоистых нефтенасыщенных коллекторов при $n = m$ [20]

$$P_H = \frac{\rho_{\text{нп.гл}}}{\rho_{\text{вп.гл}}} = \left[\frac{1 + (k_{\text{гл}} \nu \rho_{\text{в}} / k_{\text{п}} \rho_{\text{гл}})}{k_B + (k_{\text{гл}} \nu \rho_{\text{в}} / k_{\text{п}} \rho_{\text{гл}})} \right]^m = \left(\frac{1 + A}{k_B + A} \right)^m, \quad (42)$$

где $\rho_{\text{нп.гл}} = [a_n / (k_n k_B + k_{\text{гл}} \nu \rho_{\text{в}} / \rho_{\text{гл}})^m] \cdot \rho_{\text{в}}$ и $\rho_{\text{вп.гл}} = [a_n / (k_n + k_{\text{гл}} \nu \rho_{\text{в}} / \rho_{\text{гл}})^m] \cdot \rho_{\text{в}}$ — удельные электросопротивления соответственно нефте- и водонасыщенной глинистой породы; $a_n \approx a_n$ и $A = (k_{\text{гл}} \nu / k_n) \cdot (\rho_{\text{в}} / \rho_{\text{гл}})$.

Таким образом, параметр насыщения глинистой породы зависит не только от значений k_v , но и от удельного объемного содержания $k_{гд} \nu$ глинистого компонента и соотношения ρ_v поровой воды и $\rho_{гд}$ глинистой составляющей.

В работе [20] приведено семейство кривых $P_n = f(k_v) = \varphi(k_n)$ при $m=n=2$, различных значениях параметра $A = k_{гд} \nu \rho_v / k_{пгд} \rho$ и рассеянном включении глинистых компонентов. Там же рассмотрена теория, относящаяся к слоистому расположению глинистого компонента.

Имеются и другие теории, в основе которых находятся определенные физические модели, например, согласно одной из них, получена следующая формула:

$$P_n = 1/k_v [(\rho_{в.св.ср}/\rho_v)(1 - k_{в.св}) + k_{в.св}], \quad (43)$$

где $\rho_{в.св.ср}$ — среднее эффективное удельное электросопротивление связанного раствора; $k_{в.св}$ — коэффициент водонасыщения породы связанной водой; k_v — коэффициент текущего водонасыщения, отражающего все количество имеющейся воды (связанной и свободной).

При $k_v = k_{в.св}$ формула (43) примет вид

$$P_n = (\rho_{в.св.ср}/\rho_v) [(1 - k_{в.св})/k_{в.св} + 1].$$

Для чистых пород при $\rho_{в.св.ср} = \rho_v$ и $k_v = k_{в.св}$ $P_n = 1/k_v$.

В работе [23] изображены два семейства графиков $P_n = f(k_v)$, построенных по формуле (43) при $\rho_v/\rho_{в.св.ср} = 0,1$ и $k_{в.св} = 17,4\%$.

По исследованиям, выполненным на образцах пород, получено уравнение [23]

$$P_n = a_n (k_v \mp C)^{-n}. \quad (44)$$

где C — суммарный объем связанной, тупиковой и каплеобразной воды. Соотношение (44) верно при $k_v > C$. При $C \rightarrow 0$, как у слабоглинистых, хорошо отсортированных, слабосцементированных и гидрофильных пород, уравнение принимает вид: $P_n = a_n k_v^{-n}$, и график этой зависимости (в билогарифмическом масштабе) представляет собой прямую. Если со снижением k_v зависимость $P_n = f(k_v)$ постепенно отклоняется вверх от прямой, то значит из объема воды, определяемого коэффициентом k_v , надо вычесть объем C воды, практически не проводящей электрический ток при данном водонасыщении. Такая зависимость соответствует низкопористым коллекторам с тупиковыми порами и породами с пониженной гидрофильностью. Постепенное выполаживание зависимостей $P_n = f(k_v)$ при снижении k_v означает, что к объему воды, определяемому k_v , следует прибавить C воды, связанной с глинистым компонентом. Содержание этой воды не устанавливается с помощью объемных лабораторных методов (центрифугирование, капиллярное вытеснение). Выположенная кривая соответствует глинистым, низкопроницаемым гидрофильным коллекторам.

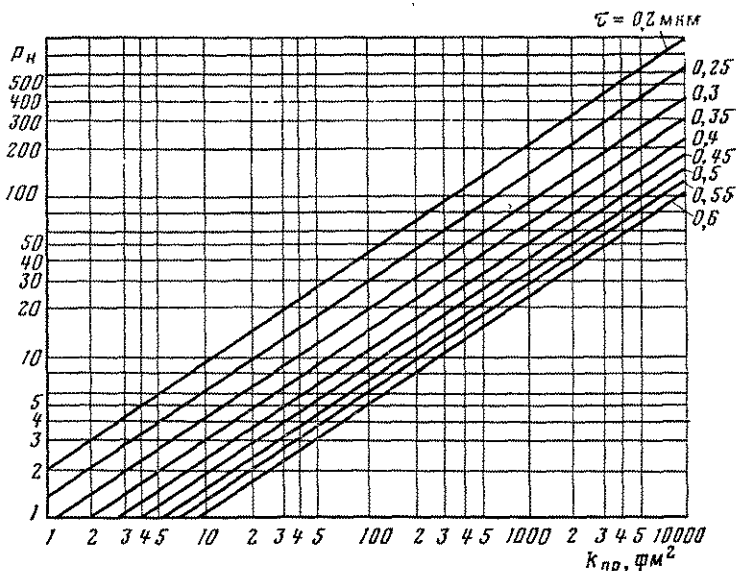


Рис. 98. Отношение между параметром P_n насыщения и коэффициентом $k_{пр}$ проницаемости для песчаных коллекторов третичных отложений продуктивной толщи Азербайджана (по Л. А. Буряковскому)

Допустим, что $T_r^2 \approx T_s^2 = P_n k_{пр}$ и $k_{во} = (1/P_n)^{1/n}$, $\tau = k_{в.св} k_{пр} / S_{ф} v$ и подставим эти величины в соотношение (11), тогда

$$k_{пр} = \frac{[1 - (1/P_n)^{1/n}]^2 \tau^2}{P_n f} P_n^{2/n}. \quad (45)$$

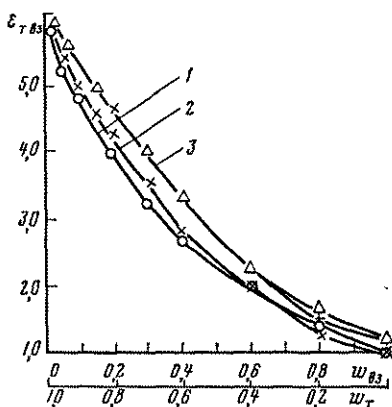
Из формулы (45) видно, что $k_{пр}$ тесно связан с P_n и P_n и толщиной пленки остаточной воды.

На рис. 98 приведена палетка кривых $P_n = f(k_{пр})$ при толщине пленки связанной воды $\tau = \text{const}$ (модули кривых), использование которой позволяет определять проницаемость коллекторов по значениям τ и P_n . Расчетные кривые удовлетворительно совпадают с аналогичными экспериментальными зависимостями (см. рис. 98), применяющимися на практике для оценки проницаемости нефтенасыщенных коллекторов.

Диэлектрическая проницаемость. Сухие мономинеральные породы без рудных включений в электрическом отношении двухкомпонентны и двухфазны, поэтому их среднюю относительную диэлектрическую проницаемость $\epsilon_{т.вз}$ можно оценить по одной из формул, приведенных в табл. 10, или другим, им подобным. Такая оценка выполнена по формулам Лоренц — Лоренца, Лихтенеккера, Оделевского и Беттчера, и результаты представлены в виде графиков (рис. 99), из рассмотрения которых видно, что с ростом объемного содержания воздуха значения $\epsilon_{т.вз}$ снижаются, причем вначале интенсив-

Рис. 99. Аналитические зависимости средней диэлектрической проницаемости $\epsilon_{т.вз}$ [$\epsilon_{т.2}$ (см. рис. 79)] от удельного объемного содержания $w_{вз}$ ($w_{т1}$) в породе сухого воздуха ($\epsilon_{вз} = \epsilon_{т1} \approx 1$) или w_t ($w_{т2}$) твердой фазы ($\epsilon_{т2} \approx 6$).

Для расчетов использованы формулы: 1 — Лоренц — Лоренца; 2 — Лихтенеккера; 3 — Оделевского или Бетгера



нее, чем когда содержание воздуха становится значительным. Это хорошо согласуется со значениями диэлектрических проницаемостей компонентов породы: твердой фазы ($\epsilon_t = 6$) и воздуха ($\epsilon_{вз} = 1$).

Однако в природе абсолютно сухих пород нет, поэтому Е. И. Леонтьевым предлагается, например, следующая формула для расчета диэлектрической проницаемости $\epsilon_{т.вз.во}$ пород с остаточной водой:

$$\frac{\epsilon_t - \epsilon_{т.вз.во}}{\epsilon_t + 2\epsilon_{т.вз.во}} (1 - k_r) + \frac{\epsilon_v - \epsilon_{т.вз.во}}{\epsilon_v + 2\epsilon_{т.вз.во}} k_p k_v +$$

$$+ \frac{\epsilon_{н(г)} - \epsilon_{т.вз.во}}{\epsilon_{н(г)} + \epsilon_{т.вз.во}} (1 - k_{во}) k_p + \frac{\epsilon_{в.св.ср} - \epsilon_{т.вз.во}}{\epsilon_{в.св.ср} + 2\epsilon_{т.вз.во}} k_p k_{в.св} = 0,$$

где ϵ_t , ϵ_v , $\epsilon_{н(г)}$, $\epsilon_{в.св.ср}$ — диэлектрические проницаемости соответственно твердой фазы, водного раствора природного электролита, нефти или газа, средняя эффективная слоя связанной воды; $k_{во} = (1/n)k_v + k_{в.св}$ — коэффициент остаточного водонасыщения (свободная вода не отличается по диэлектрическим свойствам от воды, взятой в большом объеме, $1/n$ — доля свободной воды).

Зависимость $\epsilon_{т.вз.во}$ от $k_{во}$ подтверждается и экспериментально (рис. 100).

Тесно связан с коэффициентами пористости k_p остаточного водонасыщения $k_{во}$ и удельным объемным газонасыщением $w_{г.в} = V_g/V_c$ (V_g и V_c — объемы газа и сухой породы) и диэлектрический параметр насыщения $R_{не} = \epsilon_{нп}/\epsilon_{вп}$, введенный Е. И. Леонтьевым (где $\epsilon_{нп}$ и $\epsilon_{вп}$ — диэлектрические проницаемости соответственно частично и полностью водонасыщенной породы). От коэффициентов k_p и $w_g = k_p k_g$ параметр $R_{не}$ зависит обратно, а от $k_{во}$ прямо [4]. Е. И. Леонтьев вводит также параметр $P_{0е} = \epsilon_{нп}/\epsilon_c$, представляющий собой отношение диэлектрических проницаемостей частично водонасыщенной и сухой породы (поры последней заполнены воздухом). Эта величина находится в обратной связи с k_p и прямой — с $k_{во}$.

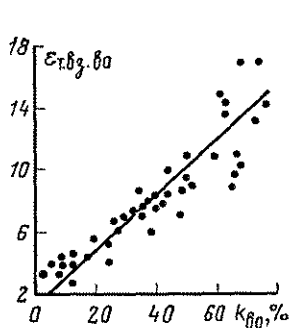


Рис. 100. Зависимость диэлектрической проницаемости $\epsilon_{т.вз.вз}$ газонасыщенных полимиктовых коллекторов мезозоя Западной Сибири от коэффициента $k_{вз}$ остаточного водонасыщения (частота 10^6 Гц) [по Ю. А. Брылкину, Л. Н. Дубману, Е. И. Леонтьеву]

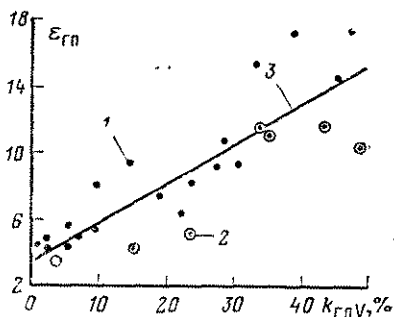


Рис. 101. Зависимость диэлектрической проницаемости $\epsilon_{т.вз.вз} = \epsilon_{т.вз.вз}$ газонасыщенных полимиктовых пород от коэффициента $k_{гд}$ в объемной глинистости у песчаников и алевролитов мезозоя Западной Сибири (по Ю. Л. Брылкину, Л. И. Дубману, Е. И. Леонтьеву)

1 — полимиктовые песчаники и алевролиты; 2 — породы с повышенным содержанием гидрослюдистого цемента; 3 — линия регрессии; частота $f = 10^6$ Гц

Диэлектрическая проницаемость частично насыщенных водой пород определяется не только соотношением твердой и жидкой или твердой и газовой фаз, но и их составом. Значения $\epsilon_{нп}$ песчано-алевритово-глинистых пород уменьшаются, например, по Е. И. Леонтьеву с увеличением в составе их твердой фазы кварца и возрастают при повышении содержания в них глинистого цемента. Это объясняют аномально низкими значениями диэлектрической проницаемости кварца и наличием у глинистых частиц пленки связанной воды, ионного и адсорбционного видов ДЭС. Разброс точек на рис. 101 связан с изменением глинистого цемента. Пониженные значения диэлектрической проницаемости, относящиеся к определенной глинистости, принадлежат образцам, у которых содержание активного гидрослюдистого цемента в глинистом компоненте более 45%.

Тангенс угла диэлектрических потерь. Для сухой породы при беспорядочном распределении пор разной формы среднее значение

$$\operatorname{tg} \delta_{ср} = \operatorname{tg} \delta_{т}^{1+ak_n}, \quad (46)$$

где a — коэффициент, оценивающий зависимость $\operatorname{tg} \delta_{ср}$ от формы пор ($a=1 \div 6$); $\delta_{т}$ — угол диэлектрических потерь твердого компонента пород.

Из формулы (46) следует, что с ростом коэффициента пористости $\operatorname{tg} \delta_{ср}$ сухой породы уменьшается.

Типы и группы различных пород

На неодинаковое участие отдельных разностей различных типов пород и их определенных групп в электрических и электрохимических процессах указывают широкие пределы изменения ϵ_c , $\rho_{вл}$, $\text{tg } \delta$, A_v и $A_{да}$, которые объясняют разным составом фаз основных разностей отдельных типов различных групп пород, специфическим содержанием, распределением и взаимодействием их в объеме этих сред, вариациями температуры и давления, условий лабораторных и натуральных определений рассматриваемых величин.

При описании экспериментальных данных, относящихся к предельным значениям электрических величин групп пород (см. табл. 11, 12), необходимо отметить следующее.

1. Пределы изменения $\text{tg } \delta$ и $A_{да}$ метаморфических пород, руд, пород с рудными включениями и углей практически не определены; не установлены также граничные значения $A_{да}$ магматических пород; лучше других изучены величины, характеризующие электрические свойства осадочных пород; хотя и у этой группы есть типы пород, для которых не удалось оценить предельные значения некоторых электрических величин.

2. Шире других диапазоны изменения значений электрических величин у осадочных пород (см. табл. 11 и 12), что объясняется большими интервалами изменения их объемной влажности, удельной поверхности, минерализации поровых вод. Максимальные значения ρ , A_v и $A_{да}$ наблюдаются у низкопористых, гигроскопически влажных осадочных пород, а также у разнопористых, высоконасыщенных воздухом, газообразными углеводородами, нефтью и смесями этих веществ пород. Значение ϵ и $\text{tg } \delta$ тех же пород минимальны (см. табл. 11 и 12).

3. Значения $\rho_{вл}$, ϵ_c и A_v магматических и метаморфических пород изменяются в более узких пределах, чем те же величины осадочных пород (см. табл. 11 и 12). Это обусловлено меньшими диапазонами изменения их коэффициентов пористости и влагоемкости, а также тем, что лабораторные определения ϵ_c выполнены в основном на сухих образцах пород и при частоте 10^2 и 10^7 Гц, а не во всем ее интервале ($0-10^{14}$ Гц).

4. Наибольший диапазон изменения значений удельного электросопротивления характерен для руд и каменных углей (см. табл. 11 и 12). Удельное электросопротивление некоторых разностей руд, пород с рудными включениями, графитов и углей могут достигать гораздо более низких, а вызванной электрохимической активности высоких значений (см. табл. 11 и 12), чем у других пород, из-за наличия в их составе электронно-проводящих включений, хотя у некоторых руд и пород с рудными включениями значения A_v бывают и низкими.

5. Диэлектрическая проницаемость руд и пород с рудными включениями изменяется в сравнительно узких пределах. У углей ϵ_c может иметь как низкое (при малом содержании элект-

Таблица 12. Пределы изменения электрических величин различных групп

Группа пород	Влажность	Удельное электросопротивление ρ , Ом·м	Влажность	Частота, Гц	Диэлектрическая проницаемость ϵ
Магматические	Максимальная	$10-10^6$	Воздушно-сухие	10^2 10^7	7,2—23,5 5—11,9
Метаморфические	»	$10-10^6$	»	10^2 10^7	4,3—31,5 4—13
Осадочные	»	$10^{-1}-10^8$	От воздушно-сухих до максимально-влажных	10^2 10^7	$>30->80$ 3—4
Руды и породы с рудными включениями	—	$10^{-7}-10^6$	—	—	10—35
Графит	—	$10^{-6}-10$	—	—	—
Каменный уголь	—	$10^{-3}-10^6$	Воздушно-сухие	—	2,5—15

* Для пород с рудными включениями.

ронно-проводящего компонента), так и достаточно высокое значение, если они характеризуются повышенным содержанием электронно-проводящего компонента.

6. По имеющимся данным в наиболее узких пределах ($\sim 0,015-1$) изменяются значения $\operatorname{tg} \delta$, несколько шире ϵ_s (2,5—35), еще больше варьируют значения A_v ($2,5 \cdot 10^{-2}-70-95$) и $A_{да}$ [(-25)—70 мВ], и самый существенный диапазон имеют $\rho_{вп}$ ($10^{-7}-10^8$ Ом·м) пород.

7. Сравнение значений электрических величин различных типов максимально влажных и сухих пород показывает следующее.

Магматические породы. Значения $\rho_{вп}$ максимально влажных интрузивных пород возрастают от их кислых к средним, основным и ультраосновным типам. То же можно сказать и о $\rho_{вп}$ неизмененных типов эффузивных пород. Такая закономерность в изменении удельного электросопротивления связана с обычным ростом водосодержания от основных к кислым разностям.

Значения диэлектрической проницаемости сухих кислых пород ниже, чем других типов магматических пород, так как они содержат больше относительно трудно поляризующегося кварца, воздуха и в них менее вероятны рудные включения по сравнению с основными и ультраосновными породами (габбро, диабазы, базальты, перидотиты).

Значения $\operatorname{tg} \delta$ отдельных типов интрузивных пород тем выше, чем больше в них содержание катионов Fe^{2+} , Fe^{3+} , магнетита или других электронно-проводящих минералов и значи-

пород

Влажность	Частота, Гц	Тангенс угла диэлектрических потерь $\operatorname{tg} \delta$	Влажность	Вызванная электрохимическая активность A_B , %	Влажность	Диффузионно-адсорбционная активность $A_{да}$, мВ	Примечание
От воздушно-сухих до максимальных влажных	$5 \cdot 10^6$	0,015—0,04 0,12—0,2	Максимальная	0,1—7,6*	—	—	Породы с рудными включениями
—	—	—	»	$< 0,1-26^*$	—	—	—
От воздушно-сухих до максимальных влажных	10^2-10^6	0,1—1 и более	—	$2,5 \cdot 10^{-2}-10^*$	Максимальная	$-25- > 70$	—
—	—	—	—	0,1—70	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	95	—	—	—

тельное дисперсность рудных минералов; $\operatorname{tg} \delta$ также возрастает, если рудная составляющая находится по границам зерен порообразующих минералов.

У массивных интрузивных магматических пород вызванная электрохимическая активность отдельных их типов обычно составляет 1—2%, при их разрушении она снижается до 0,5—1%; A_B магматических пород с вкраплениями рудных минералов возрастает до 6% и более.

Осадочные породы. При максимальной влажности наибольшие значения (от 10^4 до 10^8 Ом·м) удельного электро-сопротивления характерны для каменной соли; меньше они у ангидрита (от 10^2 до 10^6 Ом·м). В широких пределах изменяется ρ известково-магнезиальных пород: от 1 до 10^5 Ом·м (доломиты) и $2 \cdot 10^5$ Ом·м (известняки). Еще меньшие значения ρ (от 0,1 до 0,5 Ом·м) наблюдаются у песков, песчаников и алевролитов. Однако ρ насыщенных пресными водами плотных песков и песчаников может достигать нескольких тысяч ом-метров, тогда как для глин, аргиллитов и сланцев нередко $\rho = 1$ Ом·м и может повышаться до одной (у глин) и нескольких (у аргиллитов и глинистых сланцев) сотен ом-метров. Наибольшие значения ϵ (> 80 при $f = 10^2$ Гц) установлены у высоковлажных песков и песчаников. Диэлектрическая проницаемость газо- и нефтенасыщенных пород с увеличением их коэффициентов пористости, нефтенасыщенности и ростом частоты уменьшается, так как в их составе возрастает содержание труднополяризуемого газа или нефти. Значения диэлектрической проницаемости сухих известняков и доломитов выше,

чем сухих песчаников, при одинаковом k_n , так как их породообразующие минералы кальцит и доломит имеют большие значения ϵ , чем кварц, часто являющийся основным породообразующим минералом песчано-алевритоглинистых пород.

Диэлектрическая проницаемость гидрохимических осадков, ангидритов, гипсов, каменной соли несущественно отличается от ϵ их главных породообразующих минералов из-за незначительной и достаточно выдержанной пористости этих пород. Относительно высокие значения ϵ установлены у осадочных магнетитовых и мармитовых руд (см. табл. 11).

Диэлектрические потери отдельных типов осадочных пород практически не изучены. Наименьшие значения $\operatorname{tg} \delta = 0,01$ относятся к низкопористым слабовлажным породам, а наибольшие (до 1) — к высокопористым влажным осадочным породам.

В наиболее широких пределах от нескольких сотых до $>2\%$ изменяется вызванная электрохимическая активность песков, песчаников. Самые низкие значения A_v относятся к хорошо отсортированным, окатышным, кварцевым пескам и другим породам с однородным гранулометрическим составом. Высокие же значения A_v характерны для глинистых разностей. У газоносных представителей этих типов пород A_v могут возрасти до 3—3,7%. Максимальные значения A_v соответствуют влажности 3—5% (массовых). Песчаники же с $A_v = 15 \div 30\%$ содержат вкрапленность сульфидов железа.

В довольно широких пределах (0,7—10% и более) изменяются и достигают достаточно высоких значений A_v алевролитов, что связано с их большей тонкозернистостью, глинистостью, возможно, содержанием сульфидов и некоторых окислов.

В меньшем диапазоне изменяются A_v глин и аргиллитов. Низкие значения A_v относятся к жирным, плотным, насыщенным минерализованной водой глинам, а высокие — к их разностям с рудными включениями. Для известняков и доломитов $A_v = 0,1 \div 2$ и превышает 2, если эти породы имеют рудные включения. Минимальными (до 15 мВ), а иногда и отрицательными значениями $A_{да}$ (до —25 мВ у известняков) обладают чистые разности песков, песчаников, алевролитов, известняков и доломитов. Большие положительные (до 45 мВ) значения $A_{да}$ имеют глинистые алевролиты, песчаники, известняки и доломиты. Максимальные значения диффузионно-адсорбционной активности (до 70 мВ) характерны для глин. Значительны (до 50—55 мВ) $A_{да}$ и у низкопористых, крепко сцементированных, сильноглинистых песчаников, мергелей, известняков и доломитов.

Метаморфические породы. Удельное электросопротивление отдельных типов этих пород даже при полном насыщении их водой, как правило, очень значительно ($>10^3 \text{ Ом} \cdot \text{м}$). Исключение составляют глинистые сланцы, ρ которых находятся в пределах $1\text{—}5 \cdot 10^2 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ и имеют еще меньшие значения,

если эти породы содержат рудные включения. Особенно высоких значений (10^5 — 10^6 Ом·м) достигают удельные электросопротивления у мраморов, амфиболитов, роговиков. Несколько ниже ρ ($5 \cdot 10^2$ — 10^6 Ом·м) отдельных разностей кристаллических сланцев, кварцитов и скарнов. Ряд других типов пород этой группы (филлиты, гнейсы, серпентины) нередко обладает более низкими удельными электросопротивлениями (10^3 — 10^4 Ом·м). Если эти породы содержат электронно-проводящие включения, их удельные электросопротивления значительно снижаются, но при плохой электрической связи и небольшом содержании электронно-проводящих зерен ρ метаморфических пород может достигать 10^3 Ом·м.

Наименьшими значениями диэлектрической проницаемости характеризуются кварциты. Выше ϵ мраморов, что находится в соответствии с диэлектрическими проницаемостями их главных породообразующих минералов (кварца и кальцита) и низкими k_n этих пород. Значения ϵ гнейсов и серпентинита незначительные. Диэлектрические проницаемости других типов метаморфических пород изучены мало. Коэффициент A_v метаморфических пород изменяется от 0,1—0,5 до 2,5%, если нет рудных включений. При наличии последних A_v находится в пределах 5—25%.

Руды. Особое место по значениям ρ , ϵ , $\operatorname{tg} \delta$ и A_v занимают руды и вмещающие их осадочные и метаморфические породы с повышенным содержанием рудных включений. Удельное электросопротивление руд достигает 10^3 и даже 10^5 — 10^6 Ом·м как, например, у магнетитовых, маритовых, касситерит-серицит-кварцевых и других руд, и может снижаться до 10^{-5} — 10^{-7} Ом·м. Высокое значение ρ имеют редковкрапленные руды с электрически несвязанными электронно-проводящими включениями, а низкое — сплошные руды и руды с электрически связанными электронно-проводящими включениями. Для хорошо проводящих разностей руд ϵ и A_v имеют, согласно сравнительно небольшому числу данных, высокие значения ($\epsilon=25$ —35 и A_v до 20—70%). Для плохопроводящих руд эти характеристики существенно снижаются (ϵ до 10—18), а A_v изменяется от $<0,5$ —1 до 2—10%.

Графиты. Удельное электросопротивление графитов невелико (от $0,5 \cdot 10^{-6}$ до 10), а значения ϵ , A_v и $\operatorname{tg} \delta$ определены недостаточно.

Угли. Каменные угли плохо проводят электрический ток: их $\rho_{\text{уг}}=10^2$ — 10^6 Ом·м, бурые угли проводят ток несколько лучше и имеют $\rho_{\text{уг}}=10$ — $2 \cdot 10^2$ Ом·м в связи с их более высокой пористостью. Как те, так и другие разности углей относятся к природным полупроводникам. Антрациты с электронно-ионной проводимостью нередко являются хорошими проводниками тока, их ρ изменяются от 10^{-3} до 10 Ом·м. Диэлектрическая проницаемость этих полезных ископаемых находится в пределах 2,5—15, а A_v антрацитов достигает 95%.

Электрические величины при высоких температурах и давлениях и различной частоте поля

На тех глубинах, которых достигают сейчас разведочные скважины, геостатическое (равностороннее) давление составляет $(1,5—2) \cdot 10^2$ МПа, а температура 200°C . В связи с этим важно знать, как изменяются электрические величины в зависимости от эффективного давления и температуры, а также от частоты поля. О модификации значений $\text{tg } \delta$, A_v и A_{da} с ростом давления, температуры, частоты тока пока данных мало, поэтому в основном остановимся на изменении ρ и ϵ в зависимости от этих факторов. Если породы не разрушаются, то под воздействием эффективного давления $p_{эф} = p - p_n$ (где p , p_n — всестороннее и поровое давления) значения ρ и ϵ становятся другими в основном из-за объемных деформаций (сжимаемости их порового пространства и твердой фазы).

Экспериментально установлено следующее. С ростом всестороннего (геостатического) давления при $p_n = \text{const}$ удельное электросопротивление $\rho_{вп}$ максимально влажных, в основном осадочных пород (песков, песчаников, известняков, доломитов и др.) вначале повышается быстро, а затем все медленнее, приближаясь к предельным значениям при высоких p ; причем наибольшие $\rho_{вп}$ достигаются при самых малых значениях p_n (рис. 102, семейство кривых $\rho = f(p)$ при $p_n = 15, 30, 60$ и 90 МПа). Это объясняется тем, что поровое давление p_n противодействует всестороннему p , в связи с чем последнее деформирует породу тем меньше, чем выше внутривпоровое давление. С ростом p при $p_{эф} = \text{const}$ удельное электросопротивление падает, и его значения для заданных p оказываются тем выше, чем больше значения $p_{эф}$ [6] (см. рис. 102, семейство кривых $\rho_{вп} = f(p)$ при $p_{эф} = 15, 30, 45$ МПа). В этом случае рост всестороннего давления приводит к повышению эффективного $p_{эф}$, и для того чтобы оно осталось неизменным, необходимо увеличить внутривпоровое давление p_n , способствующее снижению деформации породы из-за сжатия ее твердой фазы и уменьшению $\rho_{вп}$.

Относительные изменения удельного электросопротивления пород под давлением определяются главным образом их структурными изменениями (уменьшение пористости, увеличение извилистости и удельной поверхности, сужение поровых каналов, уменьшение размеров и усложнение формы и отсортированности зерен). На эти изменения у песчаников влияет тип их цемента. Наименьшие структурные изменения характерны для песчаников с опаловым цементом, а максимальные — для тех же пород с глинистым цементом. Величина $\rho_{вп}$ сложно зависит также от температуры. Последняя влияет на удельное электросопротивление пород за счет роста проводимости их порового электролита, однако под действием температуры изменяется и структура пород. Значения параметра пористости слабогли-

нистых песчаников увеличиваются с ростом температуры. В глинистых песчаниках на вид этой зависимости влияет повышенная электропроводность глинистого компонента [6].

Двойной электрический слой изменяет свою структуру и проводимость, с ростом температуры это ведет к повышению значений ρ_n и уменьшению $\rho_{вп}$. При $t = 250^\circ\text{C}$ $\rho_{вп}$ осадочных пород до 20 раз и более ниже, чем при $t = 20^\circ\text{C}$. Максимальные изменения наблюдаются при температуре от 20 до $50-60^\circ\text{C}$. Далее скорость изменения удельного электропроводления снижается. Для большинства изученных типов пород $\rho_{вп}$ с глубиной уменьшается [6, табл. 46], так как температура на эту величину влияет значительно, чем давление. Уменьшение $\rho_{вп}$ с глубиной особенно существенно для высокопористых песчаников; на глубине 5—6 км оно в среднем равно 60% от начального, соответствующего $t = 20^\circ\text{C}$ и $p = 0,1$ МПа. Если же учитывать только давление, то $\rho_{вп}$ окажется большим на 16—20%. У низкопористых пород ($k_p \approx 5\%$) из-за одновременного и противоположного действия p и t сопротивление $\rho_{вп}$ уменьшается незначительно. Удельные электропроводления осадочных пород обычно снижаются при введении поправок за температуру и давление, так как понижающее влияние температуры более значительно, чем повышающее — давления, но иногда практически не изменяются [6]. Полное относительное изменение удельного сопротивления осадочных пород с ростом давления и температуры согласно В. М. Добрынину следующее:

$$\frac{\rho_{p, p_n, t}}{\rho} \approx \frac{\rho_{p-p_{п1}}}{\rho} \frac{\rho_{p_n}}{\rho_{p_{п1}}} \frac{\rho_t}{\rho},$$

где $\rho_{p, p_n, t}$ — удельное электропроводление породы при всестороннем p , пластовом p_n давлениях и температуре t ; ρ — то же, в лабораторных (атмосферных) условиях $\rho_{p-p_{п1}}/\rho$, $\rho_{p_n}/\rho_{p_{п1}}$ и ρ_t/ρ — относительные изменения удельных электропроводлений породы в связи с увеличением соответственно эффективного давления, пластового порового давления и температуры; $\rho_{p_{п1}}$, ρ_{p_n} — удельные электропроводления при начальном и текущем давлениях порового электролита [6].

Относительное изменение сопротивления породы

$$\rho_t/\rho = (P_n)_t (\rho_n)_t / P_n \rho_n,$$

здесь ρ_t , $(P_n)_t$, $(\rho_n)_t$ — соответственно удельные электропроводления породы, ее параметр пористости и удельное электро-

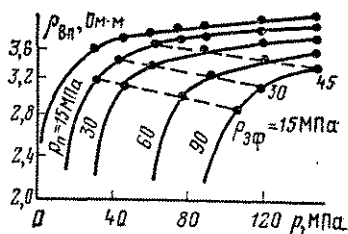


Рис. 102. Зависимость удельного электропроводления $\rho_{вп}$ высокопористого песчаника от всестороннего $p_{вп}$ и порового давления p_n электролита при $t = \text{const}$ [6]

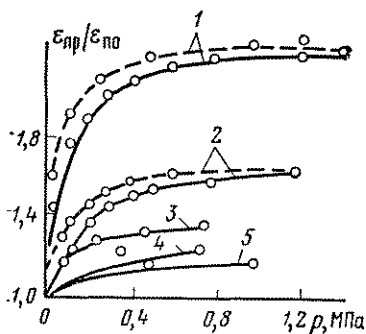
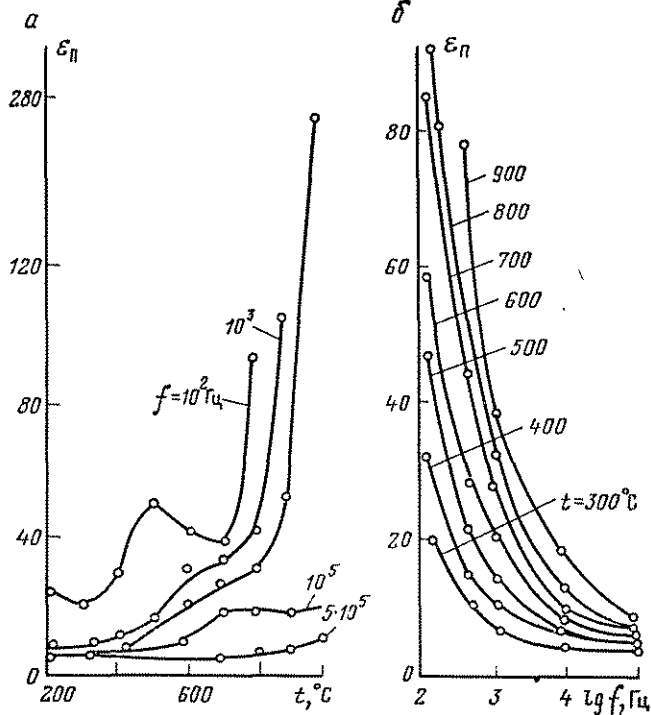


Рис. 103. Зависимости относительного изменения $\epsilon_{\text{пр}}/\epsilon_{\text{по}}$ диэлектрической проницаемости от всестороннего давления p для горных пород (по Э. И. Пархоменко).

1 — песчаник; 2 — гнейс; 3—5 — различные образцы гранита

Рис. 104. Зависимости диэлектрической проницаемости ϵ_n горных пород от частоты f и температуры t (Э. И. Пархоменко).

a — граносеннит; b — гранит



сопротивление поровой воды при температуре t ; ρ , P_n , ρ_a — то же, при какой-либо заданной температуре (например, 20°C).

Диэлектрическая проницаемость ϵ_n пород, как правило, растет с увеличением давления (рис. 103) в связи с повышением объемной концентрации поляризованных частиц. С ростом температуры ϵ_n обычно вначале практически остается постоянной, а затем скорость ее изменения сильно увеличивается (рис. 104).

Рост частоты электрического поля способствует расширению диапазона значений ϵ_n , в котором они изменяются совсем незначительно. При частоте $f=10^5$ Гц ϵ_n колеблется от 5—10,

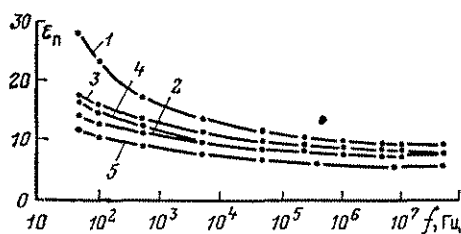


Рис. 105. Зависимость диэлектрической проницаемости ϵ_n от частоты f для некоторых магматических пород (по Б. Ф. Хауэллу и П. Х. Лякастру).
1 и 2 — диабазы, 3 и 4 — габбро, 5 — перидотит

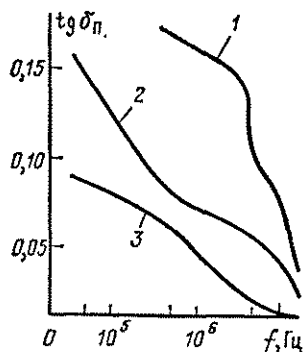


Рис. 106. Зависимости $\operatorname{tg} \delta_n$ от частоты f для снелита.
Образцы: 1 — максимально влажный; 2 — воздушно-сухой, 3 — высушенный

при $f=10^2$ Гц и возрастании температуры от 200 до 1000 °С — в гораздо более широких пределах (см. рис. 104). Данных о совместном воздействии давления и температуры на ϵ_n нет. Но они необходимы и прежде всего для определения характера распределения ϵ_n с глубиной [6].

В любых случаях при увеличении частоты и $t=20^\circ\text{C}$ ϵ и $\operatorname{tg} \delta$ всех типов магматических пород уменьшаются. Для перидотита, габбро, диабазы, диорита установлено уменьшение ϵ в 2—3 раза при повышении частоты от 50 до $5 \cdot 10^7$ [6]. Характер зависимостей $\epsilon=F(f)$ и $\operatorname{tg} \delta_n=F(f)$, в основном определяемый наличием влаги, показан на рис. 105 и 106. Из-за большого значения диэлектрической проницаемости воды ($\epsilon_w=80$) даже ее незначительное содержание может заметно повысить ϵ_n .

При наличии воды в поровом пространстве пород и достаточной величине их удельной поверхности возможна и объемная поляризация, влияние которой на ϵ_n уменьшается с частотой. Диэлектрическая проницаемость осадочных и метаморфических пород при $t \approx 20^\circ\text{C}$ и частоте f , возрастающей от 10 до 10^7 Гц, также уменьшается, причем существеннее всего у пород высокой влажностью [2, рис. 92].

Локальные и региональные изменения электрических величин

Знание локальных и региональных изменений электрических величин пластов, свит и толщ пород по вертикали и горизонтали весьма необходимо для успешного проведения геофизических работ. Оно, в частности, облегчает петрофизическое районирование крупных территорий. Эти изменения прослеживаются по сводным электрическим разрезам и картам, которые получены в небольшом объеме только для удельного электросоп-

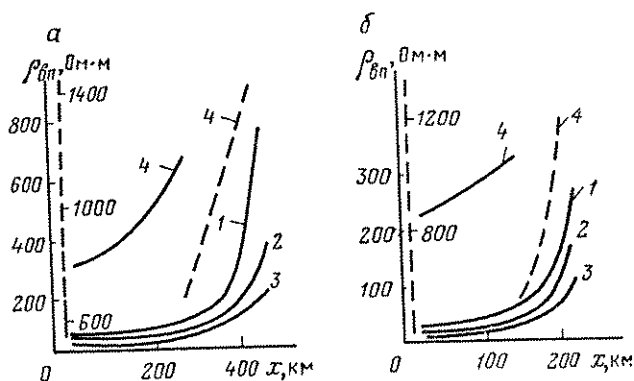


Рис. 107. Региональные изменения удельного электросопротивления пород рудничной подсвиты воркутской серии Печорского бассейна (по В. В. Гречухину).

1 — песчаник; 2 — алевролит; 3 — аргиллит; 4 — уголь; проведение исследований в направлениях: а — с юго-запада на северо-восток; б — с северо-запада на юго-восток. Для построения графиков использовались средние значения $\rho_{вп}$ по отдельным месторождениям, полученные на образцах и пластах

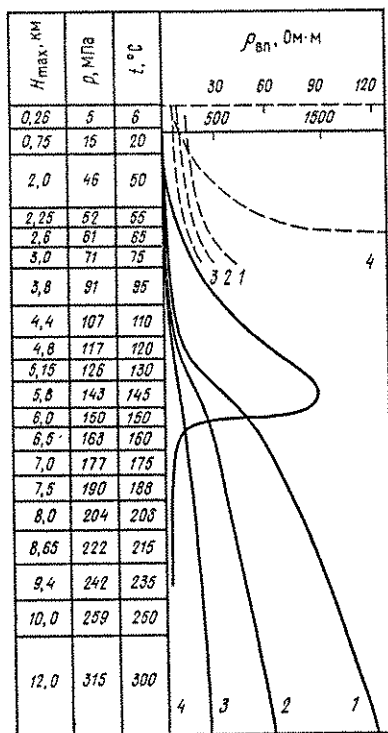


Рис. 108. Типовой электрический разрез отложений угольных бассейнов геосинклинальной группы (по В. В. Гречухину). 1 — песчаник; 2 — алевролиты; 3 — аргиллит; 4 — уголь (зольность A_c угля 20%)

роотивления. Послойная зональность удельного электросопротивления на локальных структурах отдельных площадей весьма различна. Так, например, для локальных структур плотных отложений нижнего палеогена Таджикской депрессии (согласно работам С. И. Дембицкого) наблюдается увеличение значений удельного электросопротивления к своду структур, тогда как на периклиналях и в направлении погружения значения $\rho_{вп}$ умень-

шаются. Для пластичных отложений верхнего палеогена характерно уменьшение $\rho_{вп}$ к своду структур в связи с повышением пористости пород. Послойная зональность сглаживается с ростом мощности покрывающих осадков и общим снижением коэффициента пористости.

Сопоставлением электрических разрезов определенных стратиграфических горизонтов или осадочных толщ по разным скважинам в пределах площадей и регионов (например, Печерского, Кузнецкого, Донецкого бассейнов геосинклинального типа) В. В. Гречухиным установлены характерные изменения $\rho_{вп}$ типов пород по площади бассейнов (рис. 107, а, б) и закономерный рост удельного электросопротивления с глубиной (рис. 108).

§ 38. ПРОЦЕССЫ И ЗАКОНЫ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ТЕПЛА В ПОРОДАХ

Распределение температур на поверхности Земли и в ее недрах — естественное тепловое поле Земли — определяется: 1) пространственным распределением и мощностью источников тепла (солнце, атмосферные осадки, радиоактивные элементы, химические реакции, кристаллизация, полиморфные превращения, уплотнение и другие процессы); 2) способностью пород к теплообмену — передаче тепловой энергии; 3) пространственным распределением пород с различной теплопроводностью. Различают такие виды теплопередачи, как теплопроводность, конвективный и лучистый (радиационный) теплообмен.

Теплопроводность — направленный перенос внутренней тепловой энергии — процесс распространения теплоты от более к менее нагретым объемам неравномерно нагретого вещества (без конвекции и излучения), способствующий выравниванию температуры этой среды.

Внутренняя тепловая энергия у диэлектриков возникает в результате тепловых колебаний их кристаллических решеток, а у проводников и полупроводников, кроме того, и вследствие теплового движения электронов. В узлах решеток диэлектриков размещаются взаимодействующие атомы, молекулы или ионы, находящиеся в тепловом движении, а так как колебания частиц кристаллической структуры не изолированы, в веществе распространяются волны тепловых колебаний. Передачу энергии связанных колебаний узлов решетки представляют себе как распространение в веществе гармонических упругих звуковых волн различной частоты ν_i .

Звуковые волны высоких частот $\nu_{\max}$ являются также согласно квантовой теории газом квантов звука, названных фононами. Ангармоничность колебаний узлов решетки приводит к рассеянию фононов и мешает передаче энергии путем теплопроводности. Этот эффект возрастает при увеличении температуры, поэтому решеточная теплопроводность диэлектриков в данном случае уменьшается. Таким образом, перенос тепла в диэлектриках рассматривается как передача микроскопическими волнами кинетической энергии в направлении ее уменьшения.

У проводников и полупроводников перенос тепловой энергии осуществляется в основном диффузией свободных электронов — передачей тепловой энергии электронами проводимо-

сти, решеточная теплопроводность проводников значительно меньше электронной.

В стационарном поле количество Q тепла, перенесенное через плоский слой толщиной x , пропорционально градиенту температуры $(t_1 - t_2)/x$, площади F поверхности слоя и времени τ :

$$Q = \lambda \frac{t_1 - t_2}{x} \tau F; \quad (47)$$

$$q = \frac{Q}{F} = \lambda \frac{t_1 - t_2}{x} \tau,$$

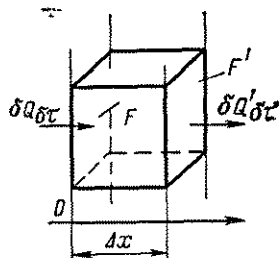


Рис. 109. Схема, поясняющая вывод закона сохранения тепловой энергии

где λ — коэффициент теплопроводности, зависящий от особенностей тепловых свойств материала слоя, Дж/(с·м·К) или Вт/(м·К); q — плотность теплового потока, Дж/м², — количество тепла, протекающего в единицу времени τ , с, через площадь поверхности F , м², перпендикулярную к оси X .

Если пренебречь превращениями тепловой энергии в другие ее виды, то согласно закону сохранения энергии в случае одномерной задачи (рис. 109)

$$\delta Q_{\delta\tau} + \Delta V w \delta\tau = \delta Q'_{\delta\tau} + c_{pm} \delta_n \Delta V \delta t, \quad (48)$$

где $\delta Q_{\delta\tau}$ и $\delta Q'_{\delta\tau}$ — соответственно малые (элементарные) количества теплоты, входящие в объем ΔV через площадь сечения F и выходящие из него через площадь сечения F' за время $\delta\tau$ (см. рис. 109); $\Delta V w \delta\tau$ — количество теплоты, выделяющейся в объеме ΔV за время $\delta\tau$ (w — мощность источника теплоты в единице объема); $c_{pm} \delta_n \Delta V \delta t$ — количество теплоты, поглощенной в объеме ΔV за время τ (здесь δt — изменение температуры, являющейся функцией координат x и τ); c_{pm} — удельная изобарная массовая теплоемкость; δ_n — плотность изучаемой среды.

Так как $\delta Q_{\delta\tau} = -\delta q F \delta\tau = -\lambda F (\partial t / \partial x)_x \delta\tau$, $\delta Q'_{\delta\tau} = \delta q' F \delta\tau = -\lambda F (\partial t / \partial x)_{x+\Delta x} \delta\tau$ и $\Delta V = F \Delta x$, то уравнение (48) преобразуется к виду

$$-\lambda F (\partial t / \partial x)_x \delta\tau + F \Delta x w \delta\tau = -\lambda F (\partial t / \partial x)_{x+\Delta x} \delta\tau + c_{pm} \delta_n F \Delta x \delta t. \quad (49)$$

Знак «—» перед величиной λ в последних соотношениях и уравнении (49) показывает, что возрастание температуры происходит в направлении, противоположном направлению потока δq тепла.

С учетом зависимости t от x и τ , λ от t можно считать произведение $\lambda (\partial t / \partial x)$ также функцией от x и τ : $\lambda (\partial t / \partial x) = \Phi(x, \tau)$.

Если разделить уравнение (49) на $F \Delta x \delta\tau$ и перенести первый член правой его части в левую, получим

$$\frac{\Phi(x + \Delta x, \tau) - \Phi(x, \tau)}{\Delta x} + w = c_{pm} \delta_n \frac{\delta t}{\delta\tau}$$

или в пределе при $\Delta x \rightarrow 0$

$$\frac{\partial \Phi(x, \tau)}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda \frac{\partial t}{\partial x} \right) + w = c_{pm} \delta_n \frac{\partial t(x, \tau)}{\partial \tau}, \quad (50)$$

которое преобразуется к виду

$$\frac{\partial t(x, \tau)}{\partial \tau} = \frac{\partial}{\partial x} \left(a \frac{\partial t}{\partial x} \right) + \frac{w}{c_{pm} \delta_n},$$

а при $a = \text{const}$ и $w = 0$ (источник тепла в среде отсутствует)

$$\frac{\partial t(x, \tau)}{\partial \tau} = a \frac{\partial^2 t(x, \tau)}{\partial x^2}, \quad (51)$$

где коэффициент температуропроводности (в $\text{м}^2/\text{с}$)

$$a = \lambda / c_{pm} \delta_n. \quad (52)$$

При распространении теплоты в трехмерном пространстве согласно предыдущим выражениям будем иметь

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda_x \frac{\partial t}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\lambda_y \frac{\partial t}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_z \frac{\partial t}{\partial z} \right) + w = c_{pm} \delta_n \frac{\partial t}{\partial \tau}; \quad (53)$$

при $\lambda = \text{const}$

$$\lambda \nabla^2 t + w = c_{pm} \delta_n \frac{\partial t}{\partial \tau}, \quad (54)$$

или

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} = \frac{\lambda}{c_{pm} \delta_n} \nabla^2 t + \frac{w}{c_{pm} \delta_n},$$

где

$$\nabla^2 t = (\partial^2 t / \partial x^2) + (\partial^2 t / \partial y^2) + (\partial^2 t / \partial z^2).$$

Если в изучаемом объеме однородной среды источники тепла отсутствуют ($w = 0$), то $\lambda \nabla^2 t = c_{pm} \delta_n (\partial t / \partial \tau)$ или $\partial t / \partial \tau = a \nabla^2 t$.

Следовательно, при кондуктивном теплообмене тепловые свойства однородных изотропных и анизотропных веществ характеризуются коэффициентами λ и a тепло- и температуропроводности и удельной массовой теплоемкостью c_m . Коэффициент λ определяет различную способность однофазных веществ к передаче тепла с помощью теплопроводности.

Теплоемкость C (в Дж/К) образца любого вещества — это количество теплоты, необходимое для повышения его температуры на 1 градус при заданном термодинамическом процессе ($p = \text{idem}$, $V = \text{idem}$ и т. д.):

$$C = (\lim \Delta Q / \Delta t)_{\Delta t \rightarrow 0} = \delta Q / \delta t,$$

где δQ — бесконечно малое количество переданного образцу тепла; δt — бесконечно малое изменение его температуры.

Средняя теплоемкость образца при изменении его температуры от t_1 до t_2

$$C_{cp} = Q_{1,2}/(t_2 - t_1),$$

где $Q_{1,2}$ — количество затраченной теплоты при изменении температуры образца от t_1 до t_2 . Так как образцы разных веществ обычно отличаются по массе или объему, для сравнительной оценки их свойств неодинаково поглощать тепловую энергию при теплообмене введены удельные теплоемкости: массовая, объемная и молярная.

Удельная массовая теплоемкость c_m [в Дж/(кг·К)] — количество теплоты, необходимое для изменения на 1 градус температуры единицы массы m образца в определенном термодинамическом процессе ($p = idem$, $V = idem$ и т. д.):

$$c_m = \delta q / \delta t = C/m, \quad (55)$$

где δq — бесконечно малое количество теплоты, сообщаемой единице массы вещества — удельное количество теплоты; δt — бесконечно малое изменение его температуры; m — его масса. Средняя удельная массовая теплоемкость $c_{m\text{cp}}$ [в Дж/(кг·К)] — это то количество теплоты $q_{1,2}$ (в Дж/кг), которое необходимо сообщить единице массы вещества для изменения ее температуры на 1 градус в определенном термодинамическом процессе и интервале температур от t_1 до t_2 :

$$c_{m\text{cp}} = q_{1,2}/(t_2 - t_1).$$

Удельная объемная теплоемкость c_v [в Дж/(м³·К)] — количество теплоты, которое надо сообщить единице объема вещества для повышения его температуры на 1 градус в определенном термодинамическом процессе ($p = idem$, $V = idem$):

$$c_v = \delta Q / V_n \delta t = \delta_n c_m,$$

где δQ — элементарное количество теплоты, Дж; δt — элементарное приращение температуры, °С; V_n и δ_n — соответственно объем, м³, и плотность, кг/м³, образца вещества при нормальных физических условиях ($t = 0$ и $p = 0,101325$ МПа или 760 мм рт. ст.).

Средняя удельная объемная теплоемкость $c_{v\text{cp}}$ [в Дж/(м³·К)]

$$c_{v\text{cp}} = Q_{1,2}/V_n (t_2 - t_1) = \delta_n c_{m\text{cp}},$$

где $Q_{1,2}$ — количество теплоты, сообщаемое образцу для изменения его температуры от t_1 до t_2 .

Удельная молярная теплоемкость c_v [в Дж/(кмоль·К)] — количество теплоты, которое необходимо сообщить единице молярного количества вещества для изменения его температуры на 1 градус в определенном термодинами-

ческом процессе ($p = \text{idem}$, $V = \text{idem}$ и т. д.):

$$c_v = \delta Q / \nu \delta t = M c_m.$$

Здесь δQ и δt — соответственно бесконечно малое количество теплоты, Дж, и изменение температуры, °С; ν — молярное количество вещества, кмоль; M — относительная молекулярная масса вещества, кмоль/кг. Молярная теплоемкость для всех веществ постоянна и равна $25 \cdot 10^{-3}$ Дж/(кмоль·К).

Средняя удельная молярная теплоемкость

$$c_{vcp} = Q_{1,2} / \nu (t_2 - t_1) = M c_{mcp},$$

где $Q_{1,2}$ — количество теплоты, сообщаемое образцу вещества при изменении его температуры от t_1 до t_2 ; ν — молярное количество вещества.

Так как при заданных условиях теплопередачи теплоемкость выражается через функцию $W = E + pV$ состояния образца, т. е. удельную массовую энтальпию (где E — внутренняя энергия образца; V — его объем; p — давление), то выделяют также теплоемкость c_{vm} при постоянном объеме и c_{pm} при постоянном давлении на образце в период нагревания. Удельная массовая теплоемкость при $V = \text{const}$ нагреваемого образца $c_{vm} = (\partial E / \partial t)_{V = \text{const}}$ характеризует теплоемкость вещества тогда, когда в период нагревания (охлаждения) сохраняется постоянным его объем и вся теплота $\delta Q = \delta E$ расходуется на приращение внутренней энергии.

Удельная массовая теплоемкость при постоянном давлении определяется соотношением

$$c_{pm} = (\partial W / \partial t)_{p = \text{const}}. \quad (56)$$

Символ p в уравнении (56) означает, что производная является частной при $p = \text{const}$.

При $p = \text{const}$ сообщенная веществу теплота $\delta Q = \delta E + \delta A = \delta E + p \delta V = \delta(E + pV)$ расходуется на изменение его внутренней тепловой энергии и работу $\delta A = p \delta V$ расширения образца, так как при нагревании часть тепловой энергии используется на расширение образца $c_{pm} > c_{vm}$.

Вдали от температуры плавления структура кристаллов устойчива, т. е. колебания частиц малы и являются гармоническими. Вещество, содержащее N частиц, имеет систему трех классических одномерных гармонических осцилляторов (и частицы колеблются в трех независимых направлениях). В соответствии с законом распределения энергии по степеням свободы на каждый классический осциллятор приходится в среднем энергия kT (где T — абсолютная температура кристалла). Следовательно, внутренняя энергия, определяющая колебаниями решетки минерала,

$$E = 3NkT,$$

поэтому $c_{vm} = (\partial E / \partial t)_V = 3Nk$.

Для одного моля вещества ($N=N_A$) $c_{vm}=3N_Ak=3R=$
 $=25 \cdot 10^3$ Дж/(кмоль·К).

Теплоемкость веществ в лабораториях оценивается как количество теплоты, необходимое для нагревания 1 кг или 1 м³ сухого вещества на 1°С при принятых здесь стандартных постоянных или изменяющихся термобарических условиях.

Теплообмен лишь для низкопористых веществ осуществляется только теплопроводностью, а у пористых и проницаемых веществ тепловая энергия передается и конвекцией, поэтому, вычисляя температуропроводность a по формуле (52), следует применять величину c_{pm} . Так как в этом случае подвижные при градиенте давления компоненты вещества покоятся, то за счет конвекции они не переносят при градиенте температур дополнительных количеств теплоты.

Коэффициент a характеризует скорость распространения изотермической поверхности в процессе выравнивания температуры в неравномерно нагретом минерале или породе.

§ 39. МИНЕРАЛЫ

Теплопроводность и тепловое сопротивление. Для минералов характерен кондуктивный теплообмен. Теплопроводность λ_m минералов изучена сравнительно слабо. Очень мало значений λ_m получено для сульфидов, далеко не полностью определены и для окислов, сульфатов, карбонатов. Есть, но немного данных для вольфрамов, молибдатов, фосфатов и боратов. Лучше других изучена теплопроводность силикатов. Достаточно данных и о теплопроводности самородных металлов; значения их λ мало отличаются от тех же для соответствующих чистых элементов, которые изучены достаточно.

Коэффициент теплопроводности минералов изменяется от $\sim 0,3$ (для серы) до >420 Вт/(м·К) (для серебра). Высокая теплопроводность [до 300 Вт/(м·К)] наблюдается у золота, меди, некоторых других самородных элементов неметаллов, таких как графит и алмаз, и ряда не находящихся в свободном состоянии, а входящих в минеральные соединения металлов (Al, K, Na, Mg, Ca и др.), их λ изменяется от 100 до 200 Вт/(м·К). Однако некоторые из самородных металлов, а также и других элементов, встречающихся и не встречающихся в свободном состоянии, входят в состав перечисленных минералов и имеют средние [от 10 до 50 Вт/(м·К) для Pb, Sb, Mn, Th, U, Zr и др.], пониженные [от 1,5 до 10 Вт/(м·К) для Hg, Bi, Cd и др.], низкие [от 0,5 до 1,5 Вт/(м·К) для V] и очень низкие [$<0,5$ Вт/(м·К) для H, N, F, Cl₂, O₂, S, Se и др.] значения коэффициента теплопроводности.

Закономерные изменения λ металлов связаны с различием электронного строения их атомов, неодинаковой концентрацией у них электронов проводимости, которые переносят основное

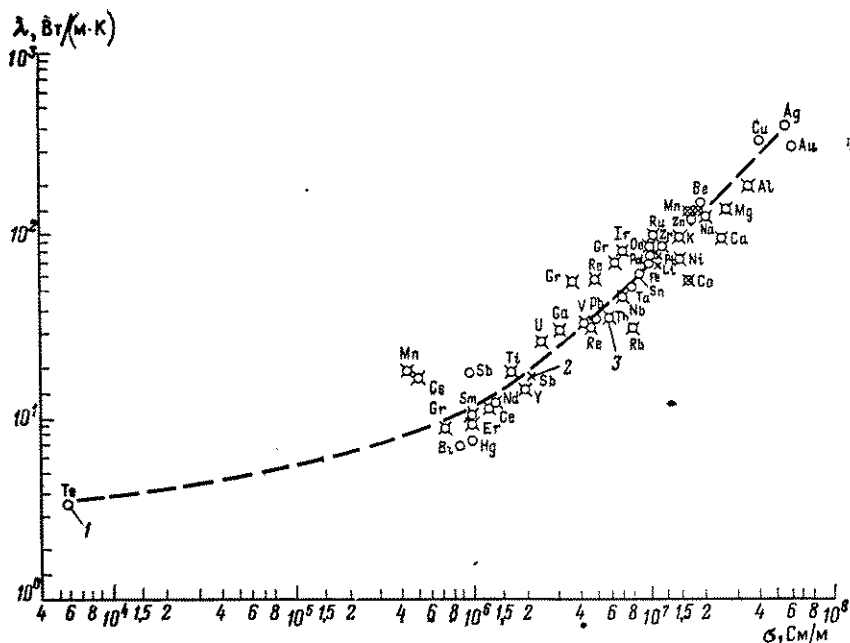


Рис. 110. Связь между коэффициентом λ теплопроводности и удельной электропроводностью σ для металлов.

Металлы: 1 — самородные; 2 — чистые; 3 — не встречающиеся в свободном состоянии

количество тепловой энергии. Это хорошо подтверждает тесная связь между коэффициентами электро- σ и теплопроводности λ металлов (рис. 110), близкая к линейной в области очень высоких до пониженных значений λ , поэтому отношение λ/σ считаем примерно постоянным. Например, для меди оно $6,4 \cdot 10^{-8}$, для свинца $7 \cdot 10^{-6}$ Дж·Ом·м/(с·К). Отношение λ/σ изменяется пропорционально абсолютной температуре по закону Видемана — Франца; $\lambda/\sigma = 3(k/e)^2 T = 2,23 \cdot 10^{-8} T$.

Присутствие в составе минералов элементов с высокой теплопроводностью [$\lambda_m = 50 \div 300$ Вт/(м·К)], например, железа в пирите, цинка в сфалерите, алюминия в корунде, магния в периклазе и т. д., нередко повышает их λ_m . Вместе с тем высокая концентрация в минералах элементов со средней, пониженной и очень низкой теплопроводностью снижает значения коэффициента этой величины. К минералам с относительно низкой теплопроводностью [λ_m в Вт/(м·К)], по-видимому, отчасти из-за высокой концентрации плохопроводящих элементов относятся: лед ($H_2O - 2,3$), гипс ($CaSO_4 \cdot H_2O - 1,2$), каолинит $(Al, Mg)_2(OH)_2[Si_4O_{10}]H_2O - 0,88$, флогопит (0,5), биотит (2).

Состав влияет на λ_m не только из-за различия теплопроводности входящих в минералы элементов, но и из-за неодинако-

вой плотности упаковки (разное число ближайших соседей и неодинаковое расстояние r_0 между атомами) определенных атомов или ионов в минералах различного состава. Все это обеспечивает определенные решеточную (или смешанную электронную и решеточную) теплопроводность минералов и концентрацию в них фононов (или также электронов), обуславливающих ту или иную их λ_m . Теплопроводность минералов тем меньше, чем больше у них межатомные расстояния.

Обычно λ_m снижается с уменьшением плотности их атомов, а следовательно, и плотности минералов. Однако тесная связь между λ_m и δ_m отсутствует. Дефекты кристаллической структуры минералов также способствуют снижению их коэффициента λ_m . Снижение λ_m у центральных членов ряда плагиоклазов приписывают местным нарушениям их структуры при замещении кальция натрием и алюминия кремнием.

Несмотря на большие колебания значений λ_m для отдельных разностей определенного класса минералов или близость их для минералов разного класса, связанные с особенностями их состава и структуры, главные изученные классы минералов по убыванию средних значений $\lambda_{m, \text{ср}}$ располагаются в следующий ряд: самородные металлы и такие элементы, как графит и алмаз [$\lambda_{\text{ср}} \sim 120$ Вт/(м·К)] — сульфиды (~ 19) — окислы ($\sim 11,8$) — фториды и хлориды (~ 6) — карбонаты ($\sim 4,0$) — силикаты ($\sim 3,8$) — сульфаты (3,3) — нитраты ($\sim 2,1$) — самородные элементы — неметаллы (селен, сера $\sim 0,85$). Одно из последних мест в этом ряду занимает силикаты. Различные группы минералов этого класса далеко неодинаковы по $\lambda_{m, \text{ср}}$. Сравнительно большие $\lambda_{m, \text{ср}}$ наблюдаются у островных силикатов, меньше у цепочных, еще меньше у каркасных и слоистых силикатов. Такой порядок изменения $\lambda_{m, \text{ср}}$ отдельных групп силикатов, для которых характерна фононная теплопроводность, зависит от особенностей их химического состава и структуры. Кроме того, можно отметить и более низкую теплопроводность водных сульфатов по сравнению с неводными разностями и сложных окислов по сравнению с простыми, за исключением льда и куприта. Последние имеют самую низкую теплопроводность среди окислов.

Теплопроводность турмалина и полевых шпатов возрастает с температурой, что нехарактерно для других минералов — это результат их некоторых тонкомасштабных кристаллических несовершенств.

Теплоемкость. Для минералов она также изучена сравнительно слабо и особенно плохо для простых и сложных окислов, молибдатов, вольфраматов, фосфатов, содержащих радиоактивные элементы, и боратов. Согласно тем оценкам, которые выполнены на образцах минералов, их удельная изобарная массовая теплоемкость c_{pm} изменяется от 0,125 до $>2-4$ кДж/(кг·К) и зависит в основном от их химического состава и структуры. Так как плотность δ_m также определяется их составом и

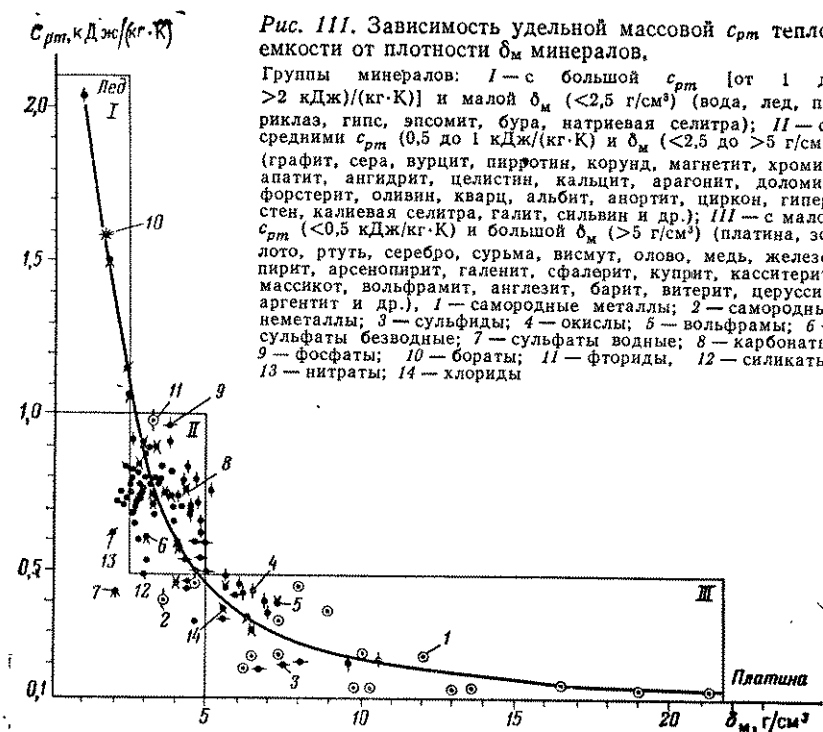


Рис. 111. Зависимость удельной массовой c_{pm} теплоемкости от плотности δ_m минералов.

Группы минералов: I — с большой c_{pm} [от 1 до >2 кДж/(кг·К)] и малой δ_m ($<2,5$ г/см³) (вода, лед, периклаз, гипс, эпсомит, бура, натриевая селитра); II — со средними c_{pm} (0,5 до 1 кДж/(кг·К)) и δ_m ($<2,5$ до >5 г/см³) (графит, сера, вурцит, пирротин, корунд, магнетит, хромит, апатит, ангидрит, целестин, кальцит, арагонит, доломит, форстерит, оливин, кварц, альбит, анортит, циркон, гиперстен, калиевая селитра, галит, силвин и др.); III — с малой c_{pm} ($<0,5$ кДж/(кг·К)) и большой δ_m (>5 г/см³) (платина, золото, ртуть, серебро, сурьма, висмут, олово, медь, железо, пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, куприт, касситерит, массивот, вольфрамит, англезит, барит, витерит, церуссит, аргентит и др.), 1 — самородные металлы; 2 — самородные неметаллы; 3 — сульфиды; 4 — окислы; 5 — вольфрамы; 6 — сульфаты безводные; 7 — сульфаты водные; 8 — карбонаты; 9 — фосфаты; 10 — бораты; 11 — фториды; 12 — силикаты, 13 — нитраты; 14 — хлориды

структурой, то наблюдается достаточно тесная связь между c_{pm} и δ_m (рис. 111).

По среднему значению удельной массовой теплоемкости основные классы минералов можно расположить в следующий ряд: самородные металлы $<$ сульфиды и их аналоги $<$ окислы $<$ сульфаты $<$ карбонаты $<$ силикаты. Значения c_{pm} [в кДж/(кг·К)] самородных металлов изменяются от 0,13—0,2 (для Pt, Au, Bi, Pb и др.) до 0,35—0,45 (для Cu, Fe, Zn), сульфидов и их аналогов от 0,21—0,22 (для галенита, киновари) до 0,5—0,6 (для ковелина, вурцита и др.), окислов от 0,22—0,24 (для массивота, торинита, уранинита и др.) до 0,9—1 (для лимонита, пиролюзита, периклаза) и даже до 2—4 (для льда и воды), сульфатов от $\sim 0,35$ (для англезита) до 1—1,5 (для гипса, эпсомита), силикатов от 0,5—0,6 (для турмалина) до 0,9—0,98 (для сподумена, циркона). Предельно низкие значения c_{pm} для каждого из названных классов минералов, за исключением самородных металлов, объясняются большой концентрацией в них элементов с высокой плотностью и низкой удельной теплоемкостью [до 0,1 кДж/(кг·К)], таких как Bi, Hg, Pb, Th, U и др., а предельно высокие значения — высокой концентрацией в них малоплотных элементов [B, C (графит), Mg, Na, Si, O и др.] со сравнительно большой удельной массовой теплоемкостью [0,2—0,3 кДж/(кг·К)] и особенно у водорода.

Средняя теплоемкость последнего в газовом состоянии, в пределах температур 0—200°C, достигает 14,235 кДж/(кг·К) и значительно превышает удельную теплоемкость других газов и элементов. Водород может входить в состав минералов (как у H₂O и льда), а также содержаться в их кристаллизационной воде (как у гипса, эпсомита, буры). Высокая теплоемкость буры может быть также связана с тем, что в ее составе находится В со сравнительно высокой теплоемкостью [1,0467 кДж/(кг·К)].

Самой высокой является средняя удельная массовая теплоемкость островных силикатов [$c_{pm\text{ ср}}=0,783$ кДж/(кг·К)], ниже эта величина (0,774) у цепочных (кольцевых силикатов) и еще ниже у слоистых (0,742) и каркасных (0,743) силикатов. Величина c_{pm} ленточных силикатов практически не изучена.

§ 40. ТВЕРДАЯ ФАЗА

Теплопроводность. Величина λ_t твердой фазы пород зависит от ее минерального состава, формы, размеров и пространственной ориентации кристаллов или зерен, температуры и давления. Характер зависимости λ_t от всех указанных выше особенностей и условий ее существования практически не изучен.

По Ф. Берчу (F. Birch) и Х. Кларку (H. Clark) теплопроводность непористого агрегата минералов приближенно оценивается согласно представлению о последовательном включении относительных количеств составляющих минералов, т. е. λ_t практически непористой породы (магматической, метаморфической или плотно сцементированной осадочной) можно примерно определить по формуле

$$\frac{100}{\delta_t \lambda_t} = \frac{m_{tm1}}{\delta_{tm1} \lambda_{tm1}} + \frac{m_{tm2}}{\delta_{tm2} \lambda_{tm2}} + \dots + \frac{m_{tmn}}{\delta_{tmn} \lambda_{tmn}} = \sum_{i=1}^n \frac{m_{tmi}}{\delta_{tmi} \lambda_{tmi}},$$

где δ_t , δ_{tmi} — плотности твердой фазы породы и i -го из составляющих ее минералов; m_{tmi} — масса твердой фазы i -го минерала (массовые проценты); λ_t и λ_{tmi} — коэффициенты теплопроводности твердой фазы породы и i -го минерала, входящего в состав этой фазы.

Так как среди породообразующих минералов кварц и плагиоклазы обладают одной из самых высоких теплопроводностей [$\lambda_{t, \text{кв}}=9$ Вт/(м·К)], значения λ_t должны у магматических пород уменьшаться от основных к средним (за счет плагиоклазов) и возрастать от средних к кислым. В этом направлении растет в твердой фазе пород содержание кварца (см. [7]). В твердой фазе различных типов песчаных пород кварца содержится от 24 до >70% (массовых). При этом установлено, что примеси в кристаллах, приводящие к росту неравномерности распределения в них атомной массы, способствуют разбро-

су фононов и из-за этого к снижению теплопроводности кристаллов и, в частности, кристаллов SiO_2 .

Любая особенность кристалла, снижающая путь свободного пробега волн тепловых колебаний, уменьшает теплопроводность. Самый большой средний свободный путь пробега волн наблюдается в простых и симметричных решетках (например, в решетке алмаза). Теплопроводность кристаллического кварца в несколько раз больше, чем та же высокоразупорядочной структуры кварцевого стекла. Кристаллы кварца в твердой фазе различных осадков могут быть от чистых до разностей с большим количеством примесей, и последние могут быть распределены в кристалле неодинаково. По-видимому, $\lambda_{\text{т. кв}}$ чистого кварца в несколько раз больше, чем у кварца с различными распределенными примесями. Значение $\lambda_{\text{т. кв}}$, которое следует использовать в расчетах, можно получить усреднением $\lambda_{\text{т. кв}}$ для нескольких типов кварцевых кристаллов или экстраполяцией $\lambda_{\text{т}}$ для низкопористых кварцитов к нулевым значениям $k_{\text{п}}$.

Теплоемкость. Удельная изобарная массовая теплоемкость твердой фазы пород определяется ее минеральным составом и рассчитывается по формуле

$$c_{pm} = \sum_{i=1}^n c_{pmi} m_i, \quad (57)$$

где m_i — относительное массовое содержание i -го минерала с удельной массовой теплоемкостью c_{pmi} .

Твердая фаза пород, имеющая в составе сульфиды и окислы, в среднем обладает меньшей теплоемкостью, чем та же порода, не содержащая минералов этих классов. Сравнительно значительной может быть $\lambda_{\text{т}}$ магматических, метаморфических, осадочных пород в связи с тем, что главными компонентами ее являются различные силикаты с относительно высокой теплоемкостью. Близкие значения $\lambda_{\text{т}}$ имеет и твердая фаза карбонатных пород за исключением тех разностей, в составе твердой фазы которых присутствуют такие минералы, как витерит и церуссит, содержащие относительно малотеплоемкие барит и свинец. Высокой теплоемкостью обладает твердая фаза, в состав которой входят минералы (гипс, эпсомит, бура и др.) с большим количеством кристаллизационной воды.

§ 41. ЖИДКАЯ ФАЗА

Теплопроводность. Коэффициент $\lambda_{\text{ж}}$ теплопроводности жидкости пропорционален ее теплоемкости c_{pm} , плотности $\delta_{\text{ж}}$, среднему межмолекулярному расстоянию L и скорости v_s перемещения молекул этого вещества от горячего слоя к менее нагретому. Последняя тождественна скорости звука в этой среде и превышает скорость теплового молекулярного движения частиц. Эти допущения позволяют записать

$$\lambda_{\text{ж}} = \delta_{\text{ж}} c_{pm} v_s L, \quad (58)$$

где $L = \Delta - d$ (Δ — расстояние между центрами молекул диаметра d).

Расхождение значений $\lambda_{ж}$, полученных по формуле (58), с экспериментальными обычно заключается в пределах 5—15%, но иногда доходит до 50%. Для вычисления коэффициента теплопроводности жидкости Б. Варгафтом предложена следующая экспериментальная формула:

$$\lambda_{ж} = A c_{pv} \delta_{ж}^{4/3} / M^{1/3}, \quad (59)$$

где c_{pv} — удельная изобарная молярная теплоемкость жидкости при постоянном давлении p ; A — коэффициент пропорциональности, зависит только от температуры ($A c_{pv} \approx \text{const}$); $\delta_{ж}$ — плотность жидкости; M — молярная масса жидкости.

Коэффициент $\lambda_{в}$ теплопроводности дистиллированной воды при нулевой температуре и атмосферном давлении равен 0,582 Вт/(м·К). С ростом температуры его значения сначала возрастают [$\lambda_{в} = 0,589$ при 20°C и 0,67 Вт/(м·К) при 75°C], а затем, примерно со 120°C, падают, так как при этом уменьшается притяжение между молекулами жидкости. Значения $\lambda_{в}$ увеличиваются с ростом давления: при $p = 1200$ МПа он имеет на 50% большее значение, чем при атмосферном (0,1 МПа) давлении. При $p < 3 \div 4$ МПа влияние давления на $\lambda_{в}$ очень мало.

При t и $p = \text{const}$ $\lambda_{в}$ слабо увеличивается с ростом солености воды. При $t = \text{const}$ и росте давления p значения $\lambda_{в}$ при солености воды $s = 35\%$ также увеличиваются от 0,571 (при 1 МПа) до 0,619 Вт/(м·К) (при 140 МПа).

Сырая нефть характеризуется при 20°C $\lambda_{н} = 0,13 \div 0,14$ Вт/(м·К), которое ниже $\lambda_{в}$ более чем в 4 раза. Присутствие нефти в породах снижает их теплопроводность, причем тем больше, чем выше их нефтенасыщенность.

Важнейшие жидкие компоненты нефти (пентан, *n*-гексан, *n*-октан, *n*-декан) мало отличаются по теплопроводности и имеют при температуре 20°C и давлении 0,1 МПа гораздо меньшую теплопроводность по сравнению с теплопроводностью дистиллированной и минерализованной вод; их $\lambda_{н}$ изменяется от 0,135 для пентана до 0,147 Вт/(м·К) для *n*-декана. Значение $\lambda_{н}$ также растет с увеличением давления, для пентана, например, при давлении $p = 1200$ МПа оно на 70% превышает значение, полученное при атмосферном давлении.

Теплоемкость. Для воды c_{pm} находится в пределах 4,1816—3,9688 кДж/(кг·К) при температуре 20°C и изменении ее солености от 0 до 40‰.

При всех остальных температурах, для которых получены значения этой величины, c_{pm} уменьшаются с ростом минерализации. При заданной минерализации с увеличением температуры c_{pm} снижается относительно слабо, например, от 4,1920 кДж/(кг·К) при $t = 0$ до 4,117 при 40°C и солености воды 40‰.

Изобарная удельная теплоемкость может быть рассчитана по формуле Л. П. Аткинсона и Ф. А. Ричарда: $c_{pm} = 1,005 - 0,0004226 t + 0,000006321 t^2$. Вычисленная рядом исследователей c_{pm} для воды определенной минерализации и температуры уменьшается с ростом давления: например, от 3,886 до 3,820 кДж/(кг·К) при изменении давления от 10 до 30 МПа и минерализации воды ~35‰.

Теплоемкость нефти при изменении температуры от 40 до 80°C и давления от 0,1 до 30 МПа находится в пределах 1,884—2,763 кДж/(кг·К).

§ 42. ГАЗОВАЯ ФАЗА

Теплоемкость. Перенос энергии молекулами газа тесно связан со средней длиной $l_{ср}$ их свободного пробега (среднее расстояние, которое проходит молекула в газе до ее столкновения с другой молекулой). Коэффициент теплопроводности газовых смесей $\lambda_r = 0,5(\lambda_{sm} + \lambda_{rm})$, где λ_{sm} и λ_{rm} — средние коэффициенты теплопроводности, рассчитываемые по формулам: $\lambda_{sm} = x_1\lambda_1 + x_2\lambda_2 + x_3\lambda_3 + \dots$; $(1/\lambda_{rm}) = (x_1/\lambda_1) + (x_2/\lambda_2) + (x_3/\lambda_3) + \dots$.

Здесь $\lambda_1, \lambda_2, \dots$ — коэффициенты теплопроводности составляющих смеси; $x_1, x_2, \dots$ — их молярные доли. По этим данным $\lambda_{вз}$ воздуха равен 0,2441 Вт/(м·К) при $p = 0,1$ МПа и $t = 0$. С ростом температуры значения этой величины [в Вт/(м·К)] возрастают от 0,02571 при 20°C до 0,03056 при 100°C и до 0,03684 при 200°C. При этом азот, являющийся основной составляющей воздуха, имеет удельную теплопроводность [в Вт/(м·К)], равную 0,02596 при 27°C и 0,02721 при ~50°C. Кислород и углекислый газ обладают более низкой удельной теплопроводностью [в Вт/(м·К)]: 0,02386 при $t = 0$ и 0,01675 при 26,7°C. Теплопроводность воздуха зависит от давления. При 20°C и изменении p от 0,1 до 40 МПа его коэффициент $\lambda_{вз}$ возрастает почти в 2 раза. При более высоких температурах $\lambda_{вз}$ возрастает с давлением все менее интенсивно.

Метан и этан характеризуются значениями удельной теплопроводности, возрастающими с температурой, и у метана большими [0,03391 Вт/(см·К)], а у этана меньшими [0,02135 Вт/(см·К)] при одинаковых $t = 26,7^\circ\text{C}$ и $p = 0,1$ МПа, чем у воздуха с названным давлением и близкими температурами.

Теплоемкость. Молекулы многоатомных газов, кроме поступательного, могут иметь и вращательное движение, а составляющие их атомы при значительных температурах колеблются около положения своего равновесия.

В случае обычных достигаемых при бурении природных, не очень высоких температурах (немного $> 200^\circ\text{C}$) имеет место поступательное и вращательное тепловое движения молекул газа. Этим объясняется независимость теплоемкости от температуры при сравнительно небольших значениях последней и обусловленность теплоемкости строением молекул газа. Тепло-

емкость воздуха при $p=0,1$ МПа и $t=0$ 1,007 кДж/(кг·К), а при 50°C она достигает 1,011 кДж/(кг·К).

Теплоемкость воздуха гораздо меньше, чем метана и этана, поэтому для пластового газа она гораздо выше, чем для воздуха, и изменяется от 2,612 до 3,584 кДж/(кг·К) при изменении t от 40 до 80 °С и p от 0,1 до 30 МПа. Для одноатомных газов (аргон, гелий и др.) $c_{p,cr}=20,934$ кДж/(кмоль·К), средняя удельная изобарная массовая теплоемкость c_{pm} газов изменяется в кДж/(кг·К) от 0,5 (аргон) до ~ 5 (гелий). Удельная изобарная массовая теплоемкость воздуха закономерно возрастает с температурой. При $t=0$ и $p=0,1$ МПа она, например, равна 1,007, а при 100 °С — 1,015 и 250 °С — 1,027 кДж/(кг·К). С ростом давления при постоянной температуре c_{pm} воздуха также возрастает. При $t=0$ и $p=0,1, 10$ и 22 МПа она соответственно равна 1,007, 1,188 и 1,333 кДж/(кг·К). То же можно сказать и о теплоемкости пластовых газов.

Итак, $\lambda_t > \lambda_{ж} > \lambda_g$. Самая же высокая теплоемкость наблюдается у жидкой фазы пород, ниже она у газовой и еще ниже у твердой фазы, если значительная доля последней не состоит из льда или минералов с большим содержанием кристаллизационной или конституционной воды.

§ 43. ПОРОДЫ

Теплопроводность. Процесс теплопередачи в многофазных породах намного сложнее, чем в их отдельных фазах, так как тепловая энергия передается от более к менее нагретому участку породы не только в результате процессов теплопроводностей — кондукции (различных по механизму в их твердой, жидкой и газовой фазах), но и вследствие конвекции (в достаточно проницаемых породах), а также радиации при высоких температурах. Кроме того, у пород имеется ДЭС, в котором механизм теплообмена несомненно отличается от внутрифазовых и слабо изучен. Недостаточно исследован и механизм теплопередачи через границы этого слоя и соприкасающихся с ним относительно однородных фаз.

Конвективный теплообмен в породах — это процесс передачи тепловой энергии фильтрующейся в них жидкостью или газом их твердой фазе (собственно теплопередача) или другим участкам жидкости (газа) с меньшей энергией теплового движения частиц. Характер конвективного теплообмена обуславливается не только тепловыми и другими свойствами движущейся и соприкасающихся с ней фаз, но и зависит от особенностей движения жидкости или газа через поровое пространство породы, которое возникает под действием приложенных (вынужденная конвекция) или природных (естественная конвекция) сил.

При вынужденной конвекции перемещение жидкости или газа в порах пород-коллекторов возникает под воздействием

внешнего возбудителя. Интенсивность теплообмена зависит от скорости вынужденного движения. При естественной конвекции порозаполнитель фильтруется вследствие разности температур, а следовательно, и плотностей порозаполнителя на отдельных участках неравномерно нагретой породы. Интенсивность естественной конвекции возрастает с увеличением градиента температур, скорости теплопередачи от жидкости (или газа) к твердой фазе и падает с ростом вязкости порозаполнителя. Интенсивность теплопередачи движущегося компонента неподвижному характеризуется коэффициентом теплопередачи $\alpha = q/(T_1 - T_2)$, где q — плотность теплового потока; $T_1 - T_2$ — разность абсолютных температур. Так как на поверхности твердой фазы находится плотная или неподвижная часть ДЭС, где скорость движения жидкости (газа) равна нулю, то передача тепла жидкости здесь обусловлена только теплопроводностью, причем

$$q = \lambda_{ж} |\text{grad } T|_{ст},$$

где $\lambda_{ж}$ — коэффициент теплопроводности жидкости, $|\text{grad } T|_{ст}$ — модуль градиента температуры жидкости на границе с твердой фазой.

Между α и $\lambda_{ж}$ установлена определенная связь.

В пористых газонасыщенных породах заметную роль может играть лучистый (радиационный) теплообмен. Излучение в данном случае связано с возбуждением атомов и молекул твердой фазы тепловым движением. Интенсивность и спектральный состав этого излучения обусловлены температурой и состоянием поверхности светящихся поровых стенок. При не очень высокой температуре пород ($\sim 200^\circ\text{C}$) лучистый теплообмен практически отсутствует.

Если конвективной теплопередаче $\alpha_{кв}$ сопутствует лучевая $\lambda_{л}$, то $\alpha = \alpha_{кв} + \alpha_{л}$. Интенсивности теплопередачи и теплообмена между поверхностью, ограничивающей поровое пространство, и порозаполнителем, происходящих в результате конвективного и лучистого теплообменов, характеризуют коэффициент теплопередачи

$$\alpha_{ср} = dQ/dt_{ср} dF,$$

где dQ — тепловой поток — количество переносимой теплоты; dF — поверхность теплообмена — площадь, ограничивающая поровое пространство породы; $dt_{ср} = t_3 - t_n$ — температурный напор; t_3, t_n — температуры порозаполнителя и твердой фазы породы. Конвекция наряду с другими видами теплообмена способствует выравниванию температур в порозаполнителе и между фазами пород, а следовательно, и в самой породе.

Таким образом, у трехфазных высокопористых неравномерно нагретых пород выравнивание температуры в занимаемом ими объеме происходит в результате процессов теплопроводности, конвекции и радиации. Причем неодинаковая способность

различных пород к теплообмену характеризуется величиной, называемой эффективным коэффициентом теплопроводности, $\lambda_{эф} = \lambda_k + \lambda_{kv} + \lambda_l$, где λ_k , λ_{kv} и λ_l — коэффициенты соответственно кондуктивной, конвективной и лучистой теплопроводностей.

Значения λ_k , λ_{kv} и λ_l , а следовательно, и $\lambda_{эф}$ определяются не только составом и соотношением фаз и цемента пород, их взаимодействием, строением твердой фазы, но также температурой и давлением.

Для многофазных пород также справедливо уравнение Фурье для одномерного потока тепла, но в данном случае

$$dQ_{эф} = \lambda_{эф} \frac{\partial t}{\partial x} dF d\tau,$$

где $Q_{эф} = Q_k + Q_{kv} + Q_l$ — эффективное количество теплоты, которое проходит через элемент изометрической поверхности многофазной породы за время $d\tau$ при градиенте температуры dt/dx .

Однако основная роль при распределении теплоты в объеме пород принадлежит процессу теплопроводности. Значения λ_{kv} и λ_l , по-видимому, невелики, хотя оценка их весьма приближительна, особенно при вынужденной конвекции. При лабораторном изучении теплопроводности пород обычно принимают во внимание только главную составляющую теплового потока — кондуктивную (иначе сильно осложняются лабораторные определения λ). Тогда плотность кондуктивного теплового потока.

$$q_k = Q_k/dF d\tau = -\lambda_k (\partial t/\partial x),$$

а плотности конвективного теплового потока и радиации $q_{kv} = q_l = 0$.

Ранее было показано [см. соотношение (51)], что при отсутствии в породе внутренних источников тепла ($\omega=0$) и одномерном тепловом потоке правильно соотношение

$$c_{pm} \delta_n (\partial t/\partial \tau) = \lambda_k (\partial^2 t/\partial x^2)$$

или

$$\partial t/\partial \tau = a (\partial^2 t/\partial x^2);$$

а при трехмерном

$$c_{pm} \delta_n (\partial t/\partial \tau) = \lambda_{kx} (\partial^2 t/\partial x^2) + \lambda_{ky} (\partial^2 t/\partial y^2) + \lambda_{kz} (\partial^2 t/\partial z^2).$$

Так как при определении λ на образцах пород конвективную и лучистую теплопроводность обычно не принимают во внимание, все приводимые ниже данные для λ и a относятся к кондуктивному теплообмену.

Коэффициент теплопроводности, удельная теплоемкость и температуропроводность пород могут быть не только определены в лаборатории, но и оценены аналитически. В последнем случае используются весьма упрощенные модели многофазной породы. Они в общих чертах описывают фазовый состав, структуру, значения теплопроводности твердой, жидкой и газовой составляющих, а иногда и межфазовых слоев (ДЭС) этих неоднородных сред.

Для расчета коэффициента теплопроводности горные породы можно представить, например, укладкой одноразмерных сфер с коэффициентом теплопроводности λ_t , между которыми находилась жидкая или газовая фазы с коэффициентами теплопроводности соответственно $\lambda_{ж}$ и λ_g . При расчете коэффициента $\lambda_{тж}$ этой модели применялось уравнение, аналогичное уравнению Максвелла для расчета средней электропроводности такой же укладки шаров. При заполнении пор между сферами жидкостью

$$\lambda_{тж} = \frac{3\lambda_t - 2w_n(\lambda_t - \lambda_{ж})}{[3 + w_n(\lambda_n/\lambda_{ж} - 1)]}, \quad (60)$$

где w_n — удельный объем пространства между твердыми сферами (в случае ненабухающих пород эта величина может быть заменена на k_n).

Уравнение (60) устанавливает закономерное уменьшение коэффициента $\lambda_{тж}$ максимально влажной породы с ростом коэффициента w_n или k_n (рис. 112). Графики I—III на рис. 112 получены при $\lambda_{ж} = 0,57$ Вт/(м·К) (значение, близкое к λ_v природных вод) и λ_t соответственно 8,8; 2,0 и 1,4 Вт/(м·К), характерных для главных породообразующих минералов (кварцевых и полевошпатовых песчаников, глинистых пород). Близкий характер изменения коэффициента теплопроводности устанавливается и для максимально влажных известняков с ростом k_n (рис. 113). Значения $\lambda_{тж}$, рассчитанные по уравнению (60), достаточно хорошо согласуются с экспериментальными данными (см. рис. 112 и 113).

Однако твердая фаза песчаников, известняков и других пород обычно полиминеральна, что существенно сказывается на значениях $\lambda_{тж}$. Покажем это. Так как формула (60) справедлива для любого двухкомпонентного агрегата, используем ее для расчета $\lambda_{тж}$ полиминеральной породы. Если у максимально влажного песчаника $\lambda_{ж}$ по-прежнему равно 0,57 Вт/(м·К)], а твердая фаза состоит из кварца [$\lambda_{кв} = 8,84$ Вт/(м·К)], полевого шпата [$\lambda_{пш} = 2,0$ Вт/(м·К)] и каолинита [$\lambda_{кл} = 0,88$ Вт/(м·К)], то согласно Б. Г. Кокшеневу при определенных допущениях можно рассчитать λ_t следующим образом. Найдем λ_t' твердой фазы, состоящей из кварца и полевого шпата, по формуле (60), считая, что между зернами кварца, которых больше всего (например, 0,7 доли от единицы массы твердой фазы), размещаются зерна полевого шпата, в результате получаем:

$$\lambda_t' = \frac{3\lambda_{кв} + 2w_{пшm}(\lambda_{кв} - \lambda_{пш})}{[3 + w_{пшm}(\lambda_{кв}/\lambda_{пш} - 1)]} = \frac{26,52 - 13,68w_{пшm}}{3 + 3,42w_{пшm}},$$

где $w_{пшm}$ — массовое содержание полевого шпата.

Пусть оно составляет 0,2 доли единицы массы твердой фазы породы. Полагая, что частицы каолинита, которых меньше всего в твердой фазе (0,1 доли от единицы массы твердой фа-

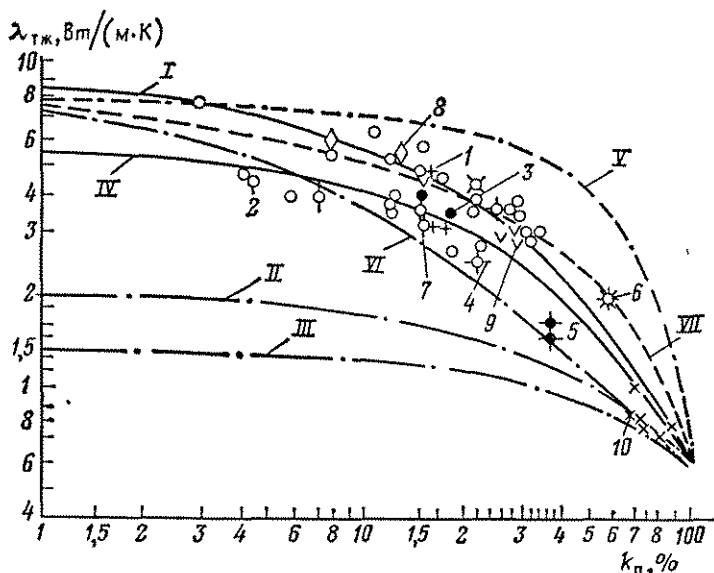


Рис. 112. Аналитические и экспериментальная зависимости коэффициента $\lambda_{тж}$ теплопроводности от коэффициента k_n пористости для максимально влажных пород и глубоководных осадков, в составе твердой фазы которых преобладает кварц, полевые шпаты, глинистые минералы или она является полиминеральной.

I — кривая для породы с твердой фазой в виде кварца, рассчитанная по формуле

$$\lambda_{тж} = \frac{3\lambda_t - 2k_n(\lambda_t - \lambda_{ж})}{3 + k_n(\lambda_t/\lambda_{ж} - 1)}$$

при $\lambda_t = 8,84$ Вт/(м·К) и $\lambda_{ж} = 0,57$ Вт/(м·К), II — то же, когда твердой фазой породы является полевой шпат, $\lambda_t = 2$ Вт/(м·К); III — то же, для породы с твердой фазой в виде глины, IV — кривая, рассчитанная по уравнению Максвелла — Кокшенева для породы, у которой твердая фаза представлена кварцем, полевым шпатом и глиной [их содержания соответственно 0,7, 0,2 и 0,1 в долях единицы объема твердой фазы, а коэффициенты теплопроводности 8,84, 2 и 0,88 Вт/(м·К)], $\lambda_{ж} = 0,57$ Вт/(м·К); V — аналитическая кривая, полученная по уравнению $\lambda_{тж \perp} = (1 - k_n)\lambda_t + k_n\lambda_{ж}$ при $\lambda_t = 8$ Вт/(м·К) и $\lambda_{ж} = 0,57$ Вт/(м·К), когда твердая и жидкая фазы включены параллельно; VI — то же, но полученная по уравнению

$$\lambda_{тж \parallel} = \frac{1}{k_n/\lambda_{ж} + (1 - k_n)/\lambda_t}$$

(здесь твердая и жидкая фазы включены последовательно), VII — кривая $\lambda_{тж \text{ ср}} = f(k_n)$,

где $\lambda_{тж \text{ ср}} = \sqrt{\lambda_{тж \perp} \lambda_{тж \parallel}}$.

Водонасыщенные: I — песок; 2 — песчанник кварцевый; 3 — песчанник кварцевый с железистым цементом; 4 — песчанник полевошпатовый; 5 — песчанник полевошпатовый с железистым цементом; 6 — триполит; 7 — субграувакки; 8 — кварцит; 9 — песчаники без характеристики; 10 — глубоководная красная глина и ил

зы), располагаются в поровом пространстве кварцево-полевошпатового компонента твердой фазы, и применяя формулу (60), получаем выражение для расчета коэффициента теплопроводности трехкомпонентной твердой фазы. В нашем случае

$$\lambda_t = \frac{79,56 - 47,76(w_{глт} - 0,859w_{пшт}) + 33,38w_{пшт}w_{глт}}{9 + 27,14(w_{пшт} + 0,36w_{глт}) - 18,97w_{пшт}w_{глт}},$$

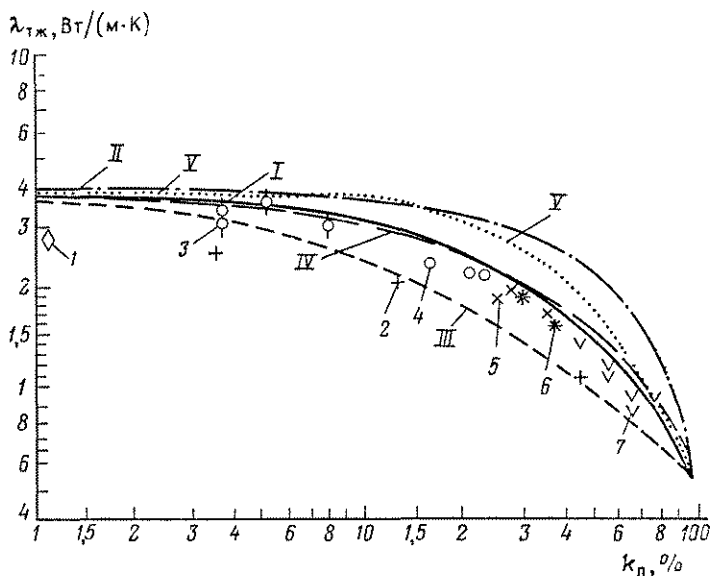


Рис. 113. Аналитические и экспериментальные зависимости коэффициента $\lambda_{тж}$ теплопроводности от коэффициента k_n пористости для максимально влажных пород и глубоководных осадков, в составе твердой фазы которых преобладает кальцит.

I — кривая, рассчитанная по формуле

$$\lambda_{тж} = \frac{3\lambda_t - 2k_n(\lambda_t - \lambda_{ж})}{3 + k_n(\lambda_t/\lambda_{ж} - 1)}$$

при $\lambda_t = 4,0$ Вт/(м·К) и $\lambda_{ж} = 0,57$ Вт/(м·К); II — кривая, полученная по уравнению $\lambda_{тж} = (1 - k_n)\lambda_t + k_n\lambda_{ж}$ при $\lambda_t = 4$ Вт/(м·К) и $\lambda_{ж} = 0,57$ Вт/(м·К), здесь твердая и жидкая фазы включены параллельно; III — то же, но полученная по уравнению

$$\lambda_{тжI} = \frac{1}{k_n/\lambda_{ж} + (1 - k_n)/\lambda_t}$$

(твердая и жидкая фазы включены последовательно); IV — кривая $\lambda_{тж, ср} = f(k_n)$.

$\lambda_{тж, ср} = \sqrt{\lambda_{тжI} \lambda_{тжII}}$ V — кривая, рассчитанная по уравнению

$$\lambda_{тж} = X + \sqrt{X^2 + \lambda_t \lambda_{ж}/2}, \quad \text{где} \\ X = [(3V_t - 1)\lambda_t - (3V_t - 2)\lambda_{ж}]/4$$

при $\lambda_t = 4$ Вт/(м·К), $\lambda_{ж} = 0,57$ Вт/(м·К).

I — мрамор; 2 — известняк; 3 — субграувакки очень тонкозернистые известковистые (в HCl растворяется 40—50%); 4 — субграувакки (в HCl растворяется 85%); 5 — известняки очень тонкозернистые песчаные; 6 — известняки органогенный и оолитовый; 7 — глобигериновый ил

где $\omega_{глит}$ — содержание глинистого компонента. Если получено λ_t , а у нас оно оказалось равным 5,6 Вт/(м·К), и $\lambda_{ж} = 0,57$ Вт/(м·К), то можно, применив вновь формулу (60), рассчитать значения $\lambda_{тж}$ для заданных значений k_n и построить график зависимости $\lambda_{тж} = f(k_n)$ (см. рис. 112, кривая IV). Из рис. 112 видно, что кривая для кварцево-полевошпатового песчаника располагается гораздо ниже, чем для кварцевого, и экспериментальные значения $\lambda_{тж}$ для кварцево-полевошпатовых глини-

стых песчаников ближе расположены к кривой *IV*, чем к кривой *I*.

В том случае, когда заполнитель порового пространства представлен смесями нефти и воды или воды и газообразных углеводородов, λ_3 рассчитывают, предполагая, что теплопроводность заполнителя равна средневзвешенному (по объемному содержанию) значению теплопроводности его компонентов. Если же в породах присутствует много связанного компонента, большую роль в переносе тепла также играют и пленки воды у частиц породы. Последние связывают воедино частицы породы (из-за поверхностного натяжения) и тем улучшают их тепловой контакт и теплопроводность породы в целом. В этом случае усреднение невозможно.

Для расчета теплового сопротивления заполнителя порового пространства, представляющего собой смесь воздуха [$\lambda_{вз}=0,024$ Вт/(м·К)] и воды [$\lambda_в=0,57$ Вт/(м·К)], используют следующую формулу [2]:

$$\lambda_3 = \lambda_в k_в + \lambda_{вз} (1 - k_в) = 0,57 k_в + 0,024 (1 - k_в),$$

где $k_в$ — коэффициент водонасыщения порового пространства.

Для пород, у которых поровое пространство заполнено смесью воды, нефти [$\lambda_н=0,125$ Вт/(м·К)] и газообразных углеводородов [$\lambda_г=0,012$ Вт/(м·К)],

$$\lambda_3 = 0,012 k_г + 0,13 k_н + 0,57 k_в,$$

где $k_н$ — коэффициент нефтенасыщения порового пространства.

Если предположить, что элементы твердой и жидкой фаз породы включены последовательно, а тепловой поток нормален к этой структуре, то для такой модели может быть рассчитано среднее значение:

$$\lambda_{тж\parallel} = (1 - k_n) \lambda_t + \lambda_{жk_n}. \quad (61)$$

Если представить результаты этого расчета (при $\lambda_t = 8,0$ Вт/(м·К), $\lambda_{жk_n} = 0,57$ Вт/(м·К), $k_n = 0,01 \div 1$) графически (см. рис. 112, кривая *V*), то легко убедиться в том, что значения $\lambda_{тж\parallel}$ для заданных значений k_n выше или гораздо выше, чем определенные по формуле Максвелла [см. выражение (60)] и сравните кривые *I* и *5* на рис. 112]. В то же время для структуры с параллельным включением твердых и жидких элементов при нормальном направлении к этому агрегату теплового потока

$$\lambda_{тж\perp} = 1 / [k_n / \lambda_{жk_n} + (1 - k_n) / \lambda_t]. \quad (62)$$

Значения $\lambda_{тж\perp}$ для заданных k_n , рассчитанные по формуле (62), при тех же значениях λ_t , $\lambda_{жk_n}$, что и ранее, оказываются меньшими или значительно меньшими, чем определенные по формуле (60) (см. рис. 112, кривые *I* и *VI*).

Гораздо вероятнее, что жидкие и твердые элементы пород соединены как последовательно, так и параллельно друг с дру-

гом, поэтому при нормальном направлении теплового потока к образцу такой среды мы должны получить какие-то средние значения $\lambda_{\text{тж. ср}}$ из тех, которые рассчитаны по формулам (61) и (62). Допустим, что это будут средние геометрические значения $\lambda_{\text{тж. ср}} = \sqrt{\lambda_{\text{тж1}} \lambda_{\text{тж2}}}$. Рассчитаем их по значениям $\lambda_{\text{тж1}}$ и $\lambda_{\text{тж2}}$, построим график зависимости $\lambda_{\text{тж. ср}} = f(k_{\text{п}})$ (см. рис. 112, кривая VII) и увидим, что он практически совпадает с кривой $\lambda_{\text{тж}} = f(k_{\text{п}})$, полученной при расчете $\lambda_{\text{тж}}$ по формуле Максвелла [см. формулу (60) и сравните кривые I и VII на рис. 112]. Практически совпадающими являются и кривые $\lambda_{\text{тж}} = f(k_{\text{п}})$ и $\lambda_{\text{тж. ср}} = f(k_{\text{п}})$, полученные для известняков [$\lambda_{\text{т}} = 4,0$ Вт/(м·К), $\lambda_{\text{ж}} = 0,57$ Вт/(м·К)] по формуле Максвелла и как среднее геометрическое для сред с последовательным и параллельным включением структурных элементов (см. рис. 113, кривые I и IV).

Можно было бы привести и ряд других формул, составленных при помощи матричных моделей, и изобразить результаты графически. Однако они вряд ли дадут лучшее совпадение с экспериментальными данными, чем рассмотренные аналитические связи.

Из уравнений, соответствующих статистическим моделям пород, опишем лишь аналитические связи, полученные Е. И. Леонтьевым на основе уравнения (32), которое справедливо не только для двухфазных, но и для пород с любым числом фаз.

Согласно Е. И. Леонтьеву, для двухфазной (максимально влажной) породы с низким содержанием высокодисперсной (глинистой) компоненты уравнение Оделевского имеет следующий вид:

$$\frac{\lambda_{\text{т}} - \lambda_{\text{тж}}}{\lambda_{\text{т}} + 2\lambda_{\text{тж}}} (1 - k_{\text{п}}) + \frac{\lambda_{\text{в}} - \lambda_{\text{тж}}}{\lambda_{\text{в}} + 2\lambda_{\text{тж}}} k_{\text{п}} = 0;$$

для сухой породы это уравнение запишется так:

$$\frac{\lambda_{\text{т}} - \lambda_{\text{тг}}}{\lambda_{\text{т}} + 2\lambda_{\text{тг}}} (1 - k_{\text{п}}) + \frac{\lambda_{\text{г}} - \lambda_{\text{тг}}}{\lambda_{\text{г}} + 2\lambda_{\text{тг}}} k_{\text{п}} = 0;$$

и далее для слабоглинистой водонефтенасыщенной породы его можно представить следующим образом:

$$\frac{\lambda_{\text{т}} - \lambda_{\text{твн}}}{\lambda_{\text{т}} + 2\lambda_{\text{твн}}} (1 - k_{\text{п}}) + \frac{\lambda_{\text{в}} - \lambda_{\text{твн}}}{\lambda_{\text{в}} + 2\lambda_{\text{твн}}} k_{\text{п}} k_{\text{в}} + \frac{\lambda_{\text{н}} - \lambda_{\text{твн}}}{\lambda_{\text{н}} + 2\lambda_{\text{твн}}} k_{\text{п}} (1 - k_{\text{п}}) = 0;$$

а для водонасыщенной глинистой породы

$$\begin{aligned} \frac{\lambda_{\text{т}} - \lambda_{\text{твгл}}}{\lambda_{\text{т}} + 2\lambda_{\text{твгл}}} (1 - k_{\text{п}}) + \frac{\lambda_{\text{в}} - \lambda_{\text{твгл}}}{\lambda_{\text{в}} + 2\lambda_{\text{твгл}}} k_{\text{п}} (1 - k_{\text{п}}) + \\ + \frac{\lambda_{\text{гл}} - 2\lambda_{\text{твгл}}}{\lambda_{\text{гл}} + 2\lambda_{\text{твгл}}} (k_{\text{п}} k_{\text{гл}}) = 0. \end{aligned}$$

и т. д.

Сравнение графиков зависимости $\lambda_{тж} = f(k_n)$, полученных по уравнению В. И. Оделевского¹:

$$\lambda_{тж} = x + \sqrt{x^2 \lambda_{ж} \lambda_{т} / 2}, \quad (63)$$

где

$$x = [(3V_t - 1) \lambda_t - (3V_t - 2) \lambda_{ж}] / 4;$$

$V_t = 1 - V_{пор} = 1 - k_n$, так как $k_n = V_{пор} / V_n = V_{пор} / 1$ — объем твердой фазы в единице объема породы, и другим формулам (см. рис. 112), показывает следующее. Результаты расчета по формуле (63) больше всех расходятся с экспериментальными данными. Ближе они к тем, которые получают с помощью уравнения (61) для модели с последовательной укладкой структурных элементов и нормальным направлением к ее торцам теплового потока (см. рис. 113, кривые II и V). Эта модель дает уравнение, определяющее самые высокие значения $\lambda_{тж}$ для заданных k_n , по-видимому, потому, что тепловая энергия вынуждена здесь распространяться по обоим фазам, в то время как для параллельной укладки структурных элементов модели и параллельном же направлении теплового потока тепловая энергия может распространяться по более теплопроводной твердой фазе, обходя жидкую. Можно найти $\lambda_{тж}$ и по формуле

$$\lg \lambda_{тж.ср} = \sum_{i=1}^{i=n} V_i \lg \lambda_i,$$

где λ_i — коэффициент теплопроводности компонентов породы с относительным объемным содержанием V_i .

Таким образом, с применением структурных моделей можно не только оценить порядок значений $\lambda_{тж}$, но и определить характер их изменения в зависимости от объемного соотношения фаз, распределения в объеме и взаимодействия.

Теплоемкость. Удельная теплоемкость пород может быть установлена при лабораторном анализе и оценена аналитически. Удельная изобарная массовая теплоемкость низкпористой породы приближенно рассчитывается по формуле (57). Для пористых и влажных пород с массовой влажностью w_m , не превышающей 15—20%,

$$c_{рмвп} \approx c_{рмс} (1 - w_m) + w_m c_{рмв},$$

где $c_{рмвп}$, $c_{рмс}$ и $c_{рмв}$ — удельные изобарные массовые теплоемкости соответственно влажной, сухой породы и воды.

Удельная изобарная объемная теплоемкость влажной пористой породы

$$c_{рв} = (c_{рм} \delta_n) = c_{рмт} \delta_t (1 - k_n) + c_{рмв} \delta_v k_n,$$

¹ Уравнение дано в удобной для расчета форме.

где c_{pv} , c_{pt} , c_{ptt} , c_{ptv} — удельные изобарные теплоемкости (объемные и массовые) породы и массовые ее твердой фазы и воды; δ_n , δ_t , δ_v — плотности породы, ее твердой фазы и воды.

Температуропроводность. Эта величина оценивается по формуле (52), в которую вводятся необходимые значения величин $\lambda_{тж}$, c_{pt} и δ_n или $\lambda_{тж}$ и c_{pv} , если определения проводят для максимально влажной породы.

§ 44. ТИПЫ И ГРУППЫ РАЗЛИЧНЫХ ПОРОД

Теплопроводность. В очень узких пределах 0,66—1,78 Вт/(м·К) (табл. 13) изменяется значение коэффициента теплопроводности глубоководных морских осадков — илов из-за малой концентрации у них теплопроводной твердой фазы, особенно если она представлена слаботеплопроводными глинистыми минералами. Для осадочных, магматических, метаморфических пород λ соответственно изменяется от 0,14 до 7,4; от 0,25 до 5,0 и от 0,25 до 7,6 Вт/(м·К) (см. рис. 114, табл. 13). Следовательно, наиболее широкими они являются для осадочных пород. Достаточно близки к ним и предельные значения λ метаморфических пород. В менее широких пределах изменяются значения λ магматических пород. Это объяснимо с учетом их минерального и фазового составов, в частности, минерального состава цемента и гранулометрического состава обломочных пород, степени кристалличности пород с кристаллической, аморфной или кристаллоаморфной структурой.

Анализ данных, относящихся к пределам изменения λ главных типов осадочных пород, показал, что теплопроводность возрастает в ряду глины → аргиллиты → пески → алевролиты → известняки → доломиты → каменная соль. В этот ряд не входят песчаники. Самая низкая теплопроводность [0,38 Вт/(м·К)] наблюдается у сухих и высокопористых песчаников, а самая высокая — у низкопористых окварцованных или оруденелых их разностях с очень высокой концентрацией относительно высокотеплопроводных кварца или рудных минералов (пирит, магнетит и др.). Для глин и аргиллитов обычны сравнительно узкие пределы изменения λ и низкие ее значения для сухих и высокопористых разностей (см. рис. 114). Для алевролитов и песков пределы изменения λ несколько шире в связи с большим диапазоном изменения их k_n и меньшим содержанием глинистых минералов. Пределы изменения λ известняков, каменной соли еще шире (за исключением песчаников) и сдвинуты в сторону более высоких значений λ за счет снижения их k_n и возрастания λ породообразующих минералов (кальцита, доломита, галита).

Отметим закономерные повышения предельно высоких и низких значений λ от глинистых пород к солям (см. рис. 114) (за исключением песчаника, мела).

Т а б л и ц а 13. Теплопроводность, теплоемкость и температуропроводность первичных осадков и пород (по данным различных авторов [7])

Первичный осадок или породы	Коэффициент теплопроводности λ , Вт/(м·К)	Удельная тепло- емкость c_{pm} , кДж/(кг·К)	Коэффициент теплопроводности a , 10^{-7} м ² /с
<i>Осадки и образовавшиеся из них осадочные, метаморфические породы и руды</i>			
Брекчия	0,92—3,3	—	—
Конгломерат	1,05—5,0	0,75—0,84	6,3—11,5
Гравий сухой	0,38	—	—
Песчаный ил	0,98—1,78	1,04—2,06	—
Песок:			
сухой	0,18—3,49	—	—
влажный	1,63—4,75	—	—
нефтенасыщенный	2,3—4,28	—	—
Песчаник:	0,38—5,17	0,67—3,35	2,54—20,43
сухой	0,67—6,49	—	—
влажный	1,1—7,41	—	—
нефтенасыщенный	0,84—4,24	—	—
Кварцит	2,68—7,6	0,718—1,331	13,6—20,90
Алевритово-глинистый ил	0,88—1,13	2,42—2,49	—
Алевролит	0,41—3,58	0,75—1,65	5,36—15,42
Глинистый ил	0,66—0,86	—	—
Глина:			
сухая	0,14—0,24	—	—
влажная	0,38—3,02	0,753—3,596	2,54—11,56
Аргиллит	0,25—3,01	0,737—0,988	5,94—15,28
Глинистый сланец	0,25—3,01	0,737—0,988	5,94—15,28
Филлит	2,9	—	—
Аспидный сланец	2,51	—	—
Триполит (диатомит и диа- томитовый трепел):			
сухой	0,53	—	—
влажный	2,03	—	—
Глобигериновый ил	0,87—1,07	—	—
Мел	0,82—2,2	0,837—3,915	3,13—6,20
Известняк:			
сухой	0,69—2,51	—	—
влажный	0,92—4,4	0,42—1,712	3,91—16,94
Мрамор	1,59—4,0	0,753—0,879	7,8—12,0
Доломит	1,63—6,5	0,648—1,465	8,26—16,8
Мергель	0,5—3,61	0,586—3,100	3,14—13,89
Гипс	0,6—1,67	0,9—1,1	—
Ангидрит	2,5—5,8	0,58—0,61	—
Каменная соль чистая	6,1—7,1	—	—
Каменная соль	1,67—5,50	1,447—4,651	11,2—17,7
Сильвинит	2,6—6,0	—	—
Руда:			
маритовая и магнетито- вая	5,03	—	—
маритовая джеспилито- видная	4,94	0,536	25,3
роговик магнетито-марти- товый	4,17	0,601	22,5
роговик маритовый	4,3—4,8	0,58—1,04	—

Первичный осадок или породы	Коэффициент теплопроводности λ , Вт/(м К)	Удельная теп- лоемкость c_{pm} , кДж/(кг·К)	Коэффициент теплопроводности a , 10^{-7} м ² /с
Торф:			
сухой	0,11	—	—
влажный	0,46	—	—
Уголь	0,13—2,24	0,863—1,528	0,7—7,02
Графит	1,16—17,4	0,67	—
<i>Магматические и образовавшиеся из них метаморфические породы и руды</i>			
Дунит	1,11—1,85	0,586—0,795	7,16—8,48
Перидотит	3,78—4,85	0,921—1,088	11,97—14,10
Пироксенит	3,48—5,02	0,879—1,214	9,44—14,86
Серпентинит	2,31—2,87	0,963—1,130	—
Габбро	1,59—2,98	0,897—1,130	9,32—12,17
Диорит	1,38—2,89	1,118—1,168	3,34—8,64
Снегит	1,80—2,97	—	5,4—7,9
Гранит	1,12—3,85	0,257—1,548	3,33—16,5
Базальт	0,44—3,49	0,544—2,135	3,44—13,45
Андезит	1,42—2,79	0,808—0,823	6,17—6,44
Трахит	1,7—2,6	—	—
Обсидиан	1,38—1,56	0,963—1,214	5,47—5,87
Пемза:			
сухая	0,25	—	—
влажная	0,50	—	—
Диабаз	1,71—3,25	0,791—0,929	5,04—12,0
Порфирит	0,72—3,52	0,716—1,557	2,64—12,8
Кварцевый порфир	1,76—2,60	—	5,00—6,94
Пегматит	2,85—3,3	—	—
Туф	1,30—3,95	0,795—1,411	9,99—12,36
Лава	0,25—0,73	0,670—1,382	2,35—4,13
Сланец	0,65—4,76	0,699—1,643	2,87—22,5
Кристаллический сланец	2,66—2,94	—	—
Гнейс	0,94—4,86	0,754—1,176	6,30—8,26
Амфиболит	1,57—2,89	1,063—1,201	5,25—8,14
Эклогит	2,31—3,5	—	—
Роговик	2,12—6,10	1,476—1,482	13,44—15,64
Скарн	1,48—2,97	—	—
Чарнокит	1,06—1,5	—	—
Руда (месторождение):			
серебряный колчедан (Белоре- ченское, Дегтярское)	4,19—4,17	0,836—1,327	9,9—10
медный колчедан (Дегтяр- ское, Новоленинское)	4,21	0,862—0,858	10,3—10,4
густой вкрапленник пирит- та в кварце	3,36	0,607	13,6
штаффелит-магнетитовая (Ковдорское)	1,6—1,7	—	5,0—5,4
апатит-форстерит-магне- титовая (Ковдорское)	3,0—4,7	—	8,6—14,1
магнетитовая (Краснояр- ское)	2,0	—	—
магнетитовая (Шерегеш, Таштагол)	2,7	—	—

Для интрузивных магматических пород наблюдается снижение самых высоких и самых низких значений λ в ряду ультраосновные $\rightarrow$ основные $\rightarrow$ средние породы, рост предельно высоких и расширение предельных значений у сиенита и гранита. Для сиенита это объясняется повышением в породе концентрации более теплопроводных минералов (калиевые полевые шпаты и роговая обманка), а у гранита — кварца.

Для слабо измененных эффузивных пород характерно сужение пределов изменения коэффициента теплопроводности, снижение предельно высоких значений λ из-за наличия в составе этих пород пироксенов (см. рис. 114, табл. 13). Гораздо ниже значения λ у обсидиана и пемзы, содержащих много кремнекислоты, объясняют их аморфной структурой. Предельно малые значения λ у высокопористых базальтов значительно ниже, чем у андезита и обсидиана. Интересно указать на то, что несмотря на высокое содержание кремнезема обсидианы, а также пемзы не имеют высоких значений λ и не только из-за высокой пористости, как у пемзы, но и из-за низкой теплопроводности стекловатого кварца, у которого λ , согласно данным последних определений, не превышает 1,34 Вт/(м·К).

Предельно высокие значения λ у сильно измененных эффузивных пород снижаются от диабазы к кварцевому порфиру, а предельно низкие значения возрастают в том же направлении. Низкие значения λ у диабазы и порфирита (см. рис. 114) связывают с кристаллоаморфной структурой этих пород. Для порфиров их можно, по-видимому, сопоставить с наличием в коллекции исследованных образцов стекловатых разностей. Относительно невысокие значения λ у кварцевого порфира при достаточно большом содержании кварца (34%) не кажутся странными с учетом того, что данная порода содержит до 66% минералов (ортоклаза, олигоклаза, биотита), λ которых значительно ниже, чем у кварца.

Многие типы метаморфических пород (см. рис. 114) отличаются широкими пределами изменения λ . Причем особенно они значительны у роговиков и кварцитов. Исключение составляют некоторые кристаллические сланцы, серпентиниты и эклогиты. Очень низкие значения λ для глинистых сланцев и очень высокие для кварцитов достаточно легко объясняются особенностями их минерального состава. Глинистые сланцы характеризуются высокой концентрацией глинистых минералов с низкими значениями λ , а кварциты — большим содержанием кремнезема, причем здесь находятся в различном соотношении кварц, опал и халцедон, по-видимому, с резко отличными значениями λ . Коэффициент пористости этих пород нередко имеет очень низкие значения. Для руд λ изменяется от 1,6 до 4,9 Вт/(м·К), и эти значения близки к λ низкопористых пород.

Теплоемкость. Для пород c_{pm} варьируют от 0,42 (известняк) до 4,65 (каменная соль) кДж/(кг·К). Для отдельных же групп пород она изменяется [в кДж/(кг·К)] следующим

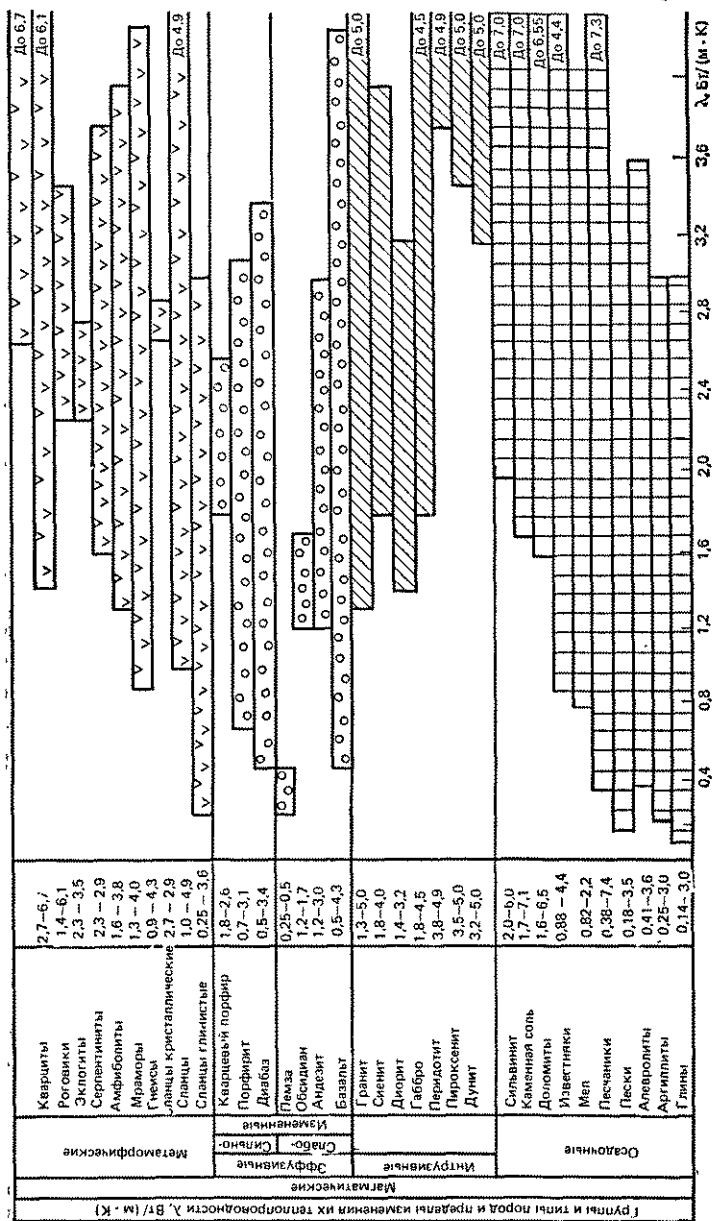


Рис. 114. Значения коэффициента λ теплопроводности различных групп и типов пород (от воздушно-сухих до максимально влажных, включая их измененные разности)

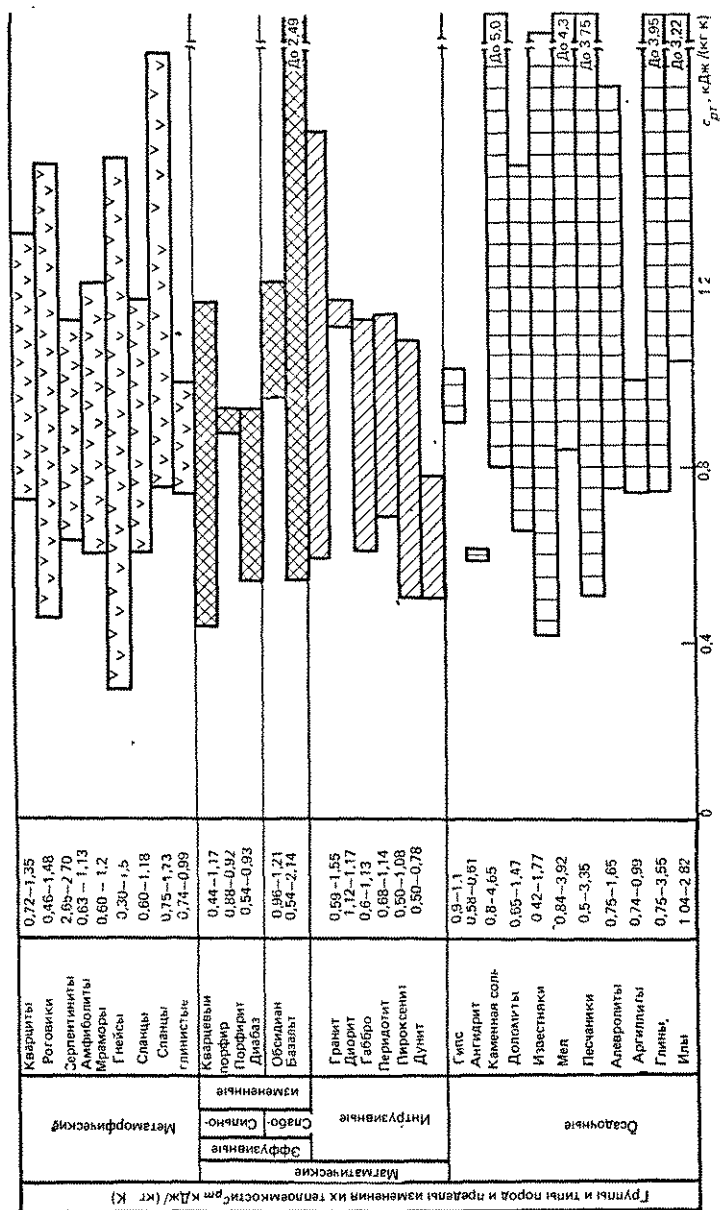


Рис. 115. Значения теплоемкости $C_{рт}$ различных групп и типов пород

образом; от 0,42 до 4,65 (осадочные), от 0,45 до 2,13 (магматические), от 0,3 до 1,72 (метаморфические). Наибольший диапазон $c_{рт}$ среди осадочных пород имеют каменная соль, песчаники, мел, известняки и глины, а наиболее узкий — ангидриты, гипсы и аргиллиты (см. табл. 13 и рис. 115). Широкие пределы изменения $c_{рт}$ каменной соли пока удовлетворительно не объяснены, а для большинства других осадочных пород их связывают с большой вариацией их коэффициентов пористости и влажности. Чем выше значения последних, тем больше $c_{рт}$.

В относительно широких пределах варьирует $c_{рт}$ базальтов, так как влажность их значительно изменяется; $c_{рт}$ всех остальных магматических пород, за исключением гранита, укладывается в 0,5—1,2 кДж/(кг·К). Для гранита $c_{рт}$ несколько выше из-за большей модификации его влажности. Относительно небольшая вариация значений $c_{рт}$ метаморфических пород обусловлена малым изменением их влажности. Теплоемкость руд гораздо меньше [от 0,6 до 1,3 кДж/(кг·К)], чем пород. Теплоемкость пород не зависит от их зернистости, слоистости, состояния (аморфности или кристалличности) минералов.

Температуропроводность. Для отдельных групп и типов пород она изменяется в пределах $(2—20) \cdot 10^{-7}$ м²/с. Значения α могут быть оценены по λ , c_p и δ_p . Температуропроводность руд гораздо меньше значений $[(0,5—2,5) \cdot 10^{-7}$ м²/с] α вышеуказанных пород.

§ 45. СВЯЗИ ТЕПЛОПРОВОДНОСТИ С ДРУГИМИ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИМИ ВЕЛИЧИНАМИ

Для песчано-глинистых пород установлены обратные корреляционные связи между произведением коэффициента $\lambda_{вп}$ теплопроводности на параметр P_n пористости и коэффициентом $k_{п}$ пористости (рис. 116) и между коэффициентами $\lambda_{вп}$ и $k_{глт}$ теплопроводности и глинистости. Зависимость, представленная на рис. 116 для заданного типа отложений, по мнению ее авторов, теснее, чем связи $\lambda_{тж}$ ($\lambda_{вп}$) = $f(k_{п})$ (см. рис. 112 и 113), так как произведение $P_n \lambda_{вп}$ более полно учитывает структурную неоднородность пород, способствующую разбросу точек на рис. 112 и 113.

График $\lambda_{вп} = f(k_{глт})$ для песчаной породы является кривой гиперболического вида; спад значений $\lambda_{вп}$ с ростом содержания глинистого цемента объясняется резким увеличением неплотных контактов между высокодисперсными глинистыми частицами пород, что приводит к росту их теплового сопротивления. Повышаются же значения $\lambda_{вп}$ с уменьшением $k_{глт}$, по видимому, из-за повышения роли конвекции в теплообмене.

Роль конвекции и излучения в передаче тепла в горных породах изучена недостаточно. Существуют разные мнения по вопросу о вкладе в теплопроводность отдельных ее составляющих, он определяется минеральным составом породы, коэф-

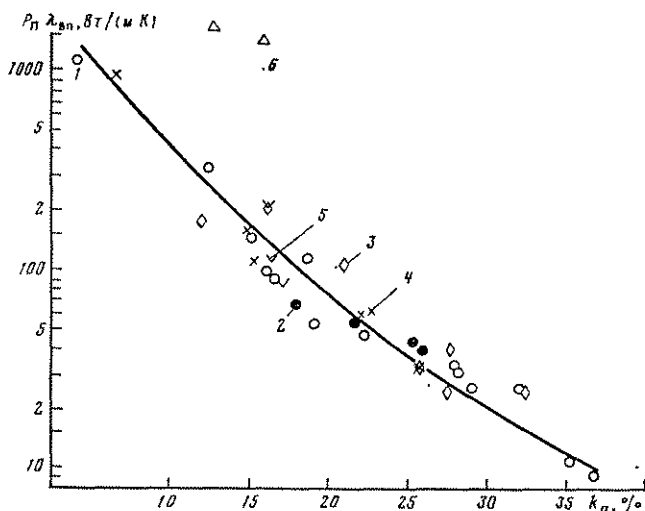


Рис. 116. Связь произведения параметра P_n пористости на коэффициент λ_n теплопроводности с коэффициентом k_n пористости для песчаников и граувакк (по экспериментальным данным (Х. Цирффуса и Г. Ван-дер-Влита).

Песчаники: 1 — кварцевые; 2 — полевошпатовые; 3 — с неизвестным минеральным составом; 4 — субграувакка; 5 — мигрирующие пески; 6 — кварцит

фициентами ее пористости и насыщения, размером и формой пор и зерен, температурой и давлением. С ростом k_n и $k_n \lambda$, как было показано, уменьшается, что объясняется более низкой теплопроводностью жидкости и особенно газа в порах пород по сравнению с теплопроводностью их твердой фазы.

Конвекция возможна, если поры различных эффективных диаметров сообщаются друг с другом. Некоторые исследователи считают, что конвекцией можно пренебречь в порах с эффективным диаметром меньшим 3 мкм, тогда как другие считают ее уже незначительной в воздушном пространстве шириной 6 мкм. В областях пор, занятых связанной водой, конвекция исключается.

Размер зерен, определяющих эффективный диаметр пор, конечно, должен также влиять на теплопроводность. Низкую теплопроводность глин связывают не только с малой теплопроводностью, но и со значительной дисперсностью их частиц.

Для песчано-глинистых и других пород из определенных отложений найдены и прямые корреляционные связи: между λ и δ_s (рис. 117), λ и c_v (рис. 118) и λ и E и др. Эти три зависимости объясняются тем, что каждая из сопоставляемых величин в отдельности находится в определенной связи с k_n . По установленным уравнениям, позволяющим получить, например, зависимости коэффициента теплопроводности максимально влажной и плотности сухой породы от коэффициента пористости, можно путем их совместного решения найти корреляционное

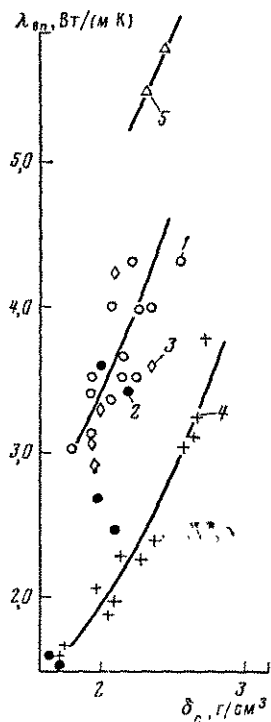


Рис. 117. Связи между коэффициентом $\lambda_{вп}$ теплопроводности и плотностью δ_c для песчаников и известняков (по данным экспериментальных исследований Х. Цирффуса и Г. Ван-дер-Влита). Песчанники: 1 — кварцевые; 2 — полевошпатовые; 3 — с неизвестным минеральным составом, 4 — известняки; 5 — кварцит; $\lambda_{вп}$ — определено на максимально влажных, δ_c — на сухих образцах

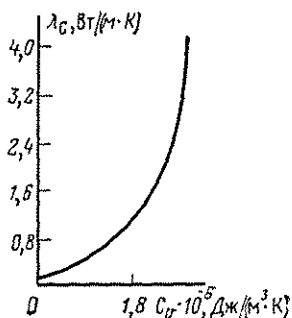


Рис. 118. Связь между коэффициентом λ_c теплопроводности и объемной теплоемкостью c_v (по В. В. Ржевскому и Г. Я. Новичу)

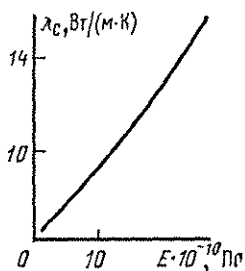


Рис. 119. Связь между коэффициентом λ_c теплопроводности и модулем E Юнга для железистых кварцитов (λ_c измерен перпендикулярно к слоистости) [по В. В. Ржевскому и Г. Я. Новичу]

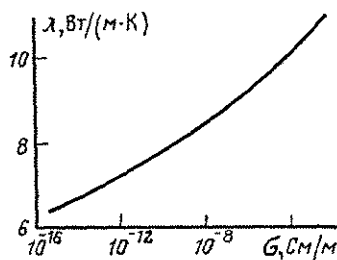


Рис. 120. Связь между коэффициентом λ теплопроводности и удельной электропроводностью σ для гематитовой руды (по В. В. Ржевскому и Г. Я. Новичу)

уравнение зависимости λ от δ_c (см. рис. 117). Аналогично получают корреляционные уравнения и для зависимостей $\lambda = f(c_v)$ и $\lambda = f(E)$.

Прямые корреляционные связи $\lambda = f(E)$ и $\lambda = f(\sigma)$ установлены также для железистых кварцитов (рис. 119) и гематитовой руды (рис. 120). Однако наличие их объясняют иначе —

тем, что каждая из сопоставляемых величин определенным образом зависит от содержания в руде электронно-проводящего компонента (окислов железа и гематита). По этим связям для каждой из сопоставляемых величин можно найти тем же путем, что описан выше, и зависимости $\lambda = f(E_{\perp})$ и $\lambda = f(\sigma)$.

§ 46. ЗАВИСИМОСТЬ ТЕПЛОПРОВОДНОСТИ И ТЕПЛОЕМКОСТИ ПОРОД ОТ ТЕМПЕРАТУРЫ И ДАВЛЕНИЯ

Влияние температуры. Теплопроводность пород снижается с ростом температуры и особенно сильно до температуры 200—427 °С. У некоторых пород (оливинит, гранит, диорит) при достижении минимальных значений с увеличением температуры λ несколько возрастает. Минимум теплопроводности обычно совпадает с началом плавления пород. Неодинаковое поведение при нагревании, например, таких близких по составу разностей, как гранит и обсидиан, объясняют различием их структуры. По их поведению при нагревании породы делят на три группы: кристаллические (гранит, диорит, эклогит и др.), аморфные (обсидиан) и с кристаллоаморфной структурой (диабаз, порфирит и другие) [7]. У пород с кристаллической структурой теплопроводность обусловлена рассеянием фононов на кристаллических зернах и друг на друге. Последний процесс объясняет зависимость $\lambda = f(\lambda_0/t)$, где λ_0 — значение λ при 20 °С.

Для аморфных неупорядоченных по структуре пород теплопередача относится к случайным процессам и $\lambda = f(t)$.

Для пород с кристаллоаморфной структурой характерен механизм теплопередачи обычный как для кристаллических, так и для аморфных тел. В связи с этим на их теплопроводность практически не влияет или слабо влияет температура.

Температуропроводность падает с ростом t . Этот процесс обычен для пород с кристаллической и в меньшей степени с кристаллоаморфной структурой; он почти не наблюдается у чисто аморфных разностей. Объемная теплоемкость пород увеличивается при их нагревании до температуры 850 °С.

Влияние давления. Теплопроводность увеличивается с ростом давления, причем максимальные ее изменения относятся к давлениям от 0,1 до 10 МПа. В дальнейшем коэффициент λ мало изменяется или сохраняется практически постоянным. Предполагают, что рост λ связан с уплотнением контактов между зернами, так как после снятия давления λ становится выше первоначального [7].

Температуропроводность растет с давлением.

Пространственное изменение коэффициента теплопроводности. О локальных и региональных закономерностях изменения значений тепловых величин горных пород земной коры известно пока мало. Имеются расчетные данные, дающие ориентировочное представление о коэффициенте теп-

лопроводности структурно-формационных комплексов различных слоев земной коры, приведенные в работе [7]. Из рассмотрения этих данных следует, что самой малой средней теплопроводностью $1,2 \text{ Вт/(м} \cdot \text{К)}$ обладает осадочный слой земной коры, сложенный слаболитифицированными песчано-глинистыми отложениями молодых платформ. Теплопроводность литифицированных известково-магнезиальных и песчано-глинистых отложений древних платформ, краевых впадин и осадочных отложений складчатых областей имеют почти в 2 раза большую среднюю теплопроводность. Значения λ при нормальных p и t для гранитно-метаморфического, диоритового слоев Земли сохраняются почти неизменными, но снова значительно возрастают до $3,4 \text{ Вт/(м} \cdot \text{К)}$ в базальтовом слое [7].

Магнетизм — свойство пород намагничиваться в магнитном поле, изменять его и иногда сохранять намагниченное состояние после прекращения действия поля. В результате намагничивания любой объем породы приобретает магнитный момент. Магнетизм проявляется при взаимодействии двух намагниченных образцов пород или образца породы и проводника, по которому течет ток; его определяют концентрация и распределение в породе диа-, пара-, антиферро-, ферро- или гораздо чаще ферримагнитных компонентов, их химический состав, структура кристаллической решетки минералов, в частности, тип связи в ней атомов или ионов. Магнетизм зависит от происхождения и условий жизни пород. Он не постоянен, если растут со временем действующие на погружающуюся породу давление и температура; при этом изменяется не только ее структура, но и минеральный состав.

§ 47. ТЕОРИЯ НАМАГНИЧИВАНИЯ И ХАРАКТЕРИСТИКИ МАГНИТНЫХ СВОЙСТВ ДИА- И ПАРАМАГНИТНЫХ МИНЕРАЛОВ

Большинство минералов диа- и парамагнитно; антиферромагнитных минералов значительно меньше, ферромагнитно бывают очень редко встречающееся метеоритное железо, α -гематит и некоторые гемойльмениты; ферримагнитных минералов примерно полтора десятка, но их содержанием в основном обуславливается намагниченность пород, так как магнетизм других минералов (исключая природное железо) значительно меньше.

Свойство диа- и парамагнитных минералов намагничиваться в поле $\vec{H}$ характеризуют намагниченности удельные объемная $\vec{J}_V$ и массовая $\vec{J}_m$

$$\vec{J}_V = \kappa \vec{H}; \quad (64)$$

$$\vec{J}_m = \chi \vec{H}. \quad (65)$$

Коэффициенты пропорциональности в соотношениях (64) и (65) названы удельными объемной κ и массовой χ восприимчивостями; они являются величинами, определяющими неодинаковую способность минералов и пород намагничиваться.

Величина κ безразмерна. Удельная массовая намагниченность (магнитный момент единицы массы породы) $\vec{J}_m = \vec{J}_V / \delta_c =$

$=\chi\vec{H}$; отсюда $\vec{J}_V=\delta\chi\vec{H}$ и с учетом формулы (64) $\delta\chi=\kappa$, а $\chi=\kappa/\delta\epsilon$ [$\text{м}^3/\text{кг}$ (или $\text{см}^3/\text{г}$)].

Из формул (64) и (65) видно, что при $\vec{H}=0$ $\vec{J}_V=0$ и $\vec{J}_m=0$, т. е. диа- и парамагнитные минералы до приложения к ним магнитного поля не намагничены. Это объясняется по-разному. Каждая из элементарных движущихся частиц атомов (молекул или ионов) диа- и парамагнитных минералов обладает собственным (или спиновым) и орбитальным магнитным моментами. Моменты нейтронов и протонов и результирующий магнитный момент атомных ядер очень малы. В связи с этим можно рассматривать только суммарные магнитные моменты атомных электронных оболочек диа- и парамагнитных минералов. Каждый из электронов этих оболочек имеет собственный (спиновый) магнитный момент, проекция которого на направление магнитного поля

$$\mu = \pm \hbar e / 4\pi m_e = \pm |e| \hbar / 2m_e = 9,27 \cdot 10^{-24} \text{ А} \cdot \text{м}^2,$$

$\mu_B = |e| \hbar / 2m_e$ — магнетон Бора — естественная атомная единица магнитного момента) и орбитальный момент кругового тока $\mu_{\text{орб}}$. Для атома с одним электроном (водород)

$$\mu_{\text{орб}} \approx \frac{v e \pi r^2}{2\pi r} = \omega e \pi r^2,$$

где v — скорость движения электрона по круговой орбите; e , m_e — заряд и масса электрона; r — радиус орбиты; $\hbar$ — постоянная Планка, $\hbar = \hbar / 2\pi$; ω — частота вращения электронов вокруг ядра. Но атомы диамагнитных минералов и эти минералы в целом до действия поля не намагничены, так как структура их электронных оболочек симметрична, и поэтому спин-орбитальные моменты электронов скомпенсированы. Напротив, атомы минералов парамагнетиков обладают результирующим магнитным моментом в связи с тем, что у их электронных оболочек внутренние (3d и 4f) энергетические подуровни нестроены и спин-орбитальные моменты электронов неуравновешены.

Однако и парамагнитные минералы в отсутствие поля не намагничены потому, что их результирующие атомные магнитные моменты, имея любое пространственное направление, взаимно скомпенсированы.

В магнитном поле электроны всех веществ приобретают дополнительные скорости вследствие Ларморовской прецессии. Последняя состоит в том, что в результате индукционного действия магнитного поля электроны оболочки атома

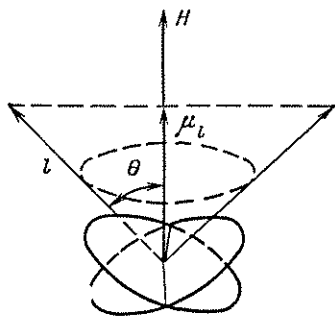


Рис. 121. Прецессия электронной орбиты l вокруг вектора магнитного поля H (по С. В. Вонсовскому)

приобретают ту добавочную угловую скорость, с которой их орбиты прецессируют вокруг внешнего поля (рис. 121), и, как следствие этого, получают дополнительный магнитный момент, пропорциональный полю и направленный в соответствии с правилом Ленца против него.

Дополнительная скорость электронов [13]

$$\Delta v_{\text{лар}} = e r H / 2 m_e$$

и дополнительный магнитный момент для атома с одним электроном (водород), вращающимся по круговой орбите,

$$\begin{aligned} \Delta \mu_{\text{орб.лар}} &= -i_{\text{лар}} S_{\text{орб}} \approx -\frac{\Delta v_{\text{лар}} e \pi r^2}{2 \pi r} \approx \\ &\approx -\frac{e r}{2 m_e} H \frac{e \pi r^2}{2 \pi r} \approx -\frac{e^2 r^2}{4 m_e} H, \end{aligned}$$

где $i_{\text{лар}}$ — ток, возникающий при Ларморовской прецессии; $S_{\text{орб}}$ — площадь орбиты электрона.

Тогда как момент грамм-атома этого элемента

$$\mu_{\text{га}} \approx -\frac{e^2 r^2}{4 m_e} N_A H,$$

где N_A — постоянная Авогадро.

Для практически одноэлементных минералов (сера, графит, и др.), электронные орбиты которых находятся под разными углами к направлению магнитного поля и электроны вращаются по эллиптическим орбитам, намагниченность грамм-атома

$$\mu_{\text{га.ср}} \approx -\frac{e^2 \sum_{n=1}^{n=z} r_{\text{нсп}}^2}{6 m_e A} N_A H = -\chi_{\text{га}} H, \quad (66)$$

где $\sum_{n=1}^{n=z} r_{\text{нсп}}^2$ — сумма средних значений квадратов проекций радиус-векторов орбит на плоскость, перпендикулярную к полю.

$$\vec{J}_m = -\frac{e^2 \sum_{n=1}^{n=z} r_{\text{нсп}}^2}{6 m_e A} N_A H = -\chi H, \quad (67)$$

где A — относительная атомная масса;

$$\vec{J}_V = -J_m \delta_m = -\frac{e^2 N_A \delta_m \sum_{n=1}^{n=z} r_{\text{нсп}}^2}{6 m_e A} H = -\chi H, \quad (68)$$

где δ_m — плотность минерала.

Как видно из формул (66) — (68), намагниченность диамагнитных минералов пропорциональна напряженности H магнит-

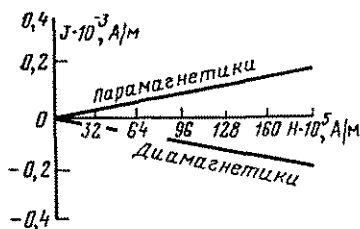


Рис. 122. Кривые намагничивания слабомагнитных веществ

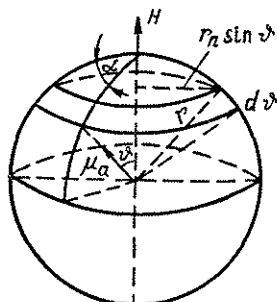


Рис. 123. Схема, поясняющая вывод формулы Ланжевена.

Сфера единичного радиуса, в которой введены полярные координаты; θ — полярный угол и α — долгота; полярная ось параллельна оси H ; направление момента μ_a произвольного атома характеризуется координатами θ и α следа оси этого атома на единичной сфере

ного поля, но обратна ей по знаку (рис. 122). Последнее является основным признаком диамагнитных минералов.

Статистически определенная намагниченность парамагнитных минералов возникает при равновесии между ориентирующим магнитные моменты действием намагничивающего поля и дезориентирующим их влиянием теплового молекулярного (атомного) движения.

Согласно теории Ланжевена в отсутствие магнитного поля из-за действия теплового движения молекул (атомов) оси магнитных моментов элементарных диполей распределены равномерно по всем направлениям. Следовательно, количество диполей (атомов) dN , следы осей которых пересекают шаровой пояс на сфере единичного радиуса, ограниченный двумя параллельными окружностями с координатами θ и $\theta + d\theta$, пропорционально величине этого элемента $2\pi \sin \theta d\theta$ (рис. 123), т. е.

$$dN = C \sin \theta d\theta, \quad (69)$$

где C — постоянная величина.

Ориентация магнитных моментов диполей отличается (по Больцману) от их ориентации при отсутствии поля [см. формулу (69)] множителем $e^{-U/kT}$, где U — потенциальная энергия диполей (атомов) в рассматриваемом поле; k — постоянная Больцмана; T — абсолютная температура.

Так как

$$U = -\mu_a H \cos \theta,$$

то

$$dN = C e^{-\mu_a H \cos \theta / kT} \sin \theta d\theta,$$

где μ_a — магнитный момент диполей (атомов).

Обозначив $\mu_a H/kT = a$, получим

$$dN = C e^{a \cos \vartheta} \sin \vartheta d\vartheta.$$

Если в сфере находится N диполей с магнитным моментом μ_a , то C можно вычислить из соотношения

$$N = \int dN = C \int_0^\pi e^{a \cos \vartheta} \sin \vartheta d\vartheta = \frac{C}{a} (e^a - e^{-a}),$$

отсюда

$$C = aN / (e^a - e^{-a}).$$

Так как вектор намагниченности $\vec{J}_N$ параллелен магнитному полю, его значение определяется как сумма проекций магнитных моментов N диполей (атомов, молекул) на направление магнитного поля.

Суммарный момент диполей dN с осями в пределах $\vartheta - \vartheta + d\vartheta$ равен $\mu_a dN$, и его проекция на направление поля $H - \mu_a dN \cos \vartheta$. Тогда вектор намагниченности шара, содержащего N диполей,

$$\begin{aligned} J_N &= \int \mu_a \cos \vartheta dN = C \mu_a \int_0^\pi e^{a \cos \vartheta} \sin \vartheta \cos \vartheta d\vartheta = \\ &= C \mu_a \left(\frac{e^a + e^{-a}}{a} - \frac{e^a - e^{-a}}{a^2} \right) = N \mu_a \left(\operatorname{ctg} a - \frac{1}{a} \right). \end{aligned}$$

Так как $a \ll 1$, то

$$\operatorname{ctg} a = \frac{1}{a} + \frac{a}{3} - \frac{a^3}{45} + \dots \approx \frac{1}{a} + \frac{a}{3},$$

и, следовательно, намагниченность одного диполя (атома)

$$\frac{J_N}{N} = \frac{\mu_a^2}{3kT} H = \frac{\mu_a^2 N_A}{3RT} H,$$

где $R = kN_A$ — газовая постоянная.

Магнитный же момент одного грамм-атома

$$\mu_{\text{га}} = \frac{\mu_a^2 N_A^2}{3RT} H = \chi_{\text{га}} H, \quad (70)$$

а

$$J_m = \frac{N_A^2 \mu_a^2}{3RTA} H = \frac{M_0^2}{3RTA} H = \chi H, \quad (71)$$

где $M_0^2 = N_A^2 \mu_a^2$;

$$J_v = \frac{N_A^2 \mu_a^2 \delta_M}{3RTA} H = \frac{M_0^2 \delta_M}{3RTA} H = \chi H. \quad (72)$$

Легко также показать, что массовая парамагнитная намагниченность одного моля

$$\vec{J}_{\text{моль}} = \frac{\mu_m^2 N_A^2}{3RTM} \vec{H} = \frac{M_m^2}{3RTM} H = \chi_{\text{моль}} \vec{H}, \quad (73)$$

где $M_m = \mu_m^2 N_A^2$; μ_m — магнитный момент молекулы; M — масса молекулы.

Таким образом, при $a \ll 1$, т. е. в тех случаях, когда энергия $\mu_a^2 H$ магнетиков мала (H незначительна) по сравнению с их тепловой энергией kT , намагниченность одноэлементных минералов так же, как и диамагнитных минералов [см. формулы (70) — (72)], пропорциональна напряженности $\vec{H}$ внешнего магнитного поля. Но здесь она всегда положительна, в противоположность диамагнитной намагниченности [см. формулы (66), (68) и рис. 122] зависит от температуры и имеет тот же знак, что и вектор напряженности магнитного поля. Это является основным признаком парамагнитных минералов.

При значительных H и малых T , т. е. при $a \rightarrow \infty$, $\text{cth } a \rightarrow 1$, наблюдается эффект насыщения парамагнетиков, нарушается пропорциональность $\vec{J}_V$ и $\vec{H}$, а J_V стремится к предельному значению $J_{V0} = N\mu_a$. Отношение

$$J_V/J_{V0} = L_j(a), \quad (74)$$

(функция Ланжевена) характеризует намагниченность минерала (породы) по отношению к максимально возможному значению этой величины.

Квантовая теория внесла уточнение в положение Ланжевена, в основе которого находится учет дискретности ориентации магнитных моментов атомов. Это позволило представить формулу Ланжевена в следующем виде [9, 13 и др.]:

$$L_j(a) = \frac{2j+1}{2j} \text{cth} \frac{(2j+1)a}{2j} - \frac{1}{2j} \text{cth} \frac{a}{2j},$$

где j — квантовое число, являющееся суммой орбитального и спинowego квантовых чисел и принимающее значения, кратные половине ($0, 1/2, 1, 3/2$ и т. д.).

Если $j = 1/2$, т. е. атомный магнитный момент спинowego происхождения, и имеются только две ориентации его относительно поля (параллельная и антипараллельная), то $L_{1/2}(a) = \text{th } a$.

Коэффициентами пропорциональности в соотношениях (66) — (68) для диамагнетиков и в (70) — (73) для парамагнетиков соответственно являются атомная $\chi_{\text{га}}$, массовая χ , объемная χ , молярная $\chi_{\text{моль}}$ диа- и парамагнитные восприимчивости.

Магнитная восприимчивость одноэлементных диа- и парамагнитных минералов зависит от их химических свойств: электрической конфигурации атомов (молекул) минерала [определяется порядковым номером z элемента минерала и обуславливает сум-

му $\sum_{n=1}^{n=z} r^2 n$ ср, A и δ_m в уравнениях (66) — (68), а также μ_a^2 и M_a в уравнениях (70) — (73)]. Плотность δ_m зависит, кроме того, от различий в структуре минералов (алмаз и графит, сера кристаллическая и аморфная).

С ростом температуры магнитная восприимчивость парамагнитных минералов уменьшается [см. формулы (70), (71) и (73)], тогда как у диамагнитных минералов она обычно не зависит от температуры. Для заданной температуры эта характеристика как тех, так и других минералов является величиной постоянной (см. рис. 122).

Полиэлементные минералы могут состоять из нескольких чисто диа- или парамагнитных элементов, но чаще они являются смесями как тех, так и других; в этих случаях их магнитная восприимчивость зависит не только от магнитной восприимчивости отдельных атомов, но и от их соотношений в полиэлементном минерале и его кристаллической структуры.

Намагниченность и магнитная восприимчивость, связанные с Ларморовской прецессией атомных электронных орбит, характерны для всех минералов, но их учитывают только в случае чистых диа- и парамагнитных минералов, так как J и χ этого процесса много меньше тех же величин, вызванных ферри- и ферромагнетизмом.

Удельная объемная магнитная восприимчивость диамагнитных минералов невелика и отрицательна. Значения χ находятся между $(-5,024) \cdot 10^{-4}$ ед. СИ (гроссуляр), $(-1,63) \cdot 10^{-4}$ ед. СИ (висмут) и нулем.

Силикатные породообразующие минералы диамагнитны, если в их составе нет ионов Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mn^{2+} и некоторых других, и парамагнитны в противном случае.

К диамагнитным относятся многие важнейшие породообразующие минералы осадочных пород (кварц, калиевые полевые шпаты, плагиоклазы, кальцит, ангидрит, гипс, галит, сильвин, графит). Диамагнитны также сера, висмут, медь, золото, свинец, ртуть и др.

Анизотропия магнитных свойств, обнаруженная у монокристаллов природных диамагнетиков, часто необычна для их поликристаллических разностей из-за различной ориентации кристаллов.

Парамагнитны, например, мусковит, шпинели, рутил, доломит, магнезит; их магнитная восприимчивость χ также невелика [изменяется от $12,56 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ (доломит), $37,68 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ (магнезит) до $21,352 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ (мусковит) и не превышает, по-видимому, $25,12 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ]. Однако она положительна. Оливины же, пироксены, гранаты, биотиты, амфиболы, кордиериты, вольфрамиты, касситериты, хромиты, магнитная восприимчивость которых достигает нескольких тысяч миллионных долей единицы СИ, нельзя согласно исследованиям последних лет [7] считать чистыми парамагнетиками. Во многих разностях этих минералов содержатся микропримеси (10^{-5} — $10^{-1}\%$) ферримагнетиков в составе относительно крупных кристаллов железосодержащих минералов. Это согласуется с их остаточной намагниченностью $\vec{J}_{rs}$ насыщения [7, (рис. IV.6)] и с теми большими

расхождениями в значениях χ , которые получают при измерении этих величин на чистых веществах и природных минералах.

В минералах магматических и реже метаморфических пород в качестве постоянных примесей чаще всего находится магнетит. Причем этих примесей больше у магнезиальных и меньше у железистых разновидностей темноцветных минералов.

Значительная анизотропия χ типична для монокристаллов парамагнитных минералов, редко наблюдается у их поликристаллических разновидностей по тем же причинам, что и у диамагнитных поликристаллических минералов.

§ 48. ТЕОРИЯ НАМАГНИЧИВАНИЯ И ХАРАКТЕРИСТИКИ МАГНИТНЫХ СВОЙСТВ ФЕРРО- И ФЕРРИМАГНИТНЫХ МИНЕРАЛОВ

Изолированные атомы ферромагнитных минералов имеют значительные результирующие спин-орбитальные магнитные моменты вследствие незаполненности подуровней $3d$ и $4f$ их оболочек. Однако результирующие орбитальные атомные магнитные моменты электронов в одноэлементных минералах (самородное метеоритное железо) в основном скомпенсированы и не способны к ориентации в магнитном поле из-за большой плотности упаковки атомов этих веществ. Зато спиновые моменты электронов в определенных незначительных (около 10^{-9} см³) [9] областях (доменах) ориентированы параллельно друг к другу, и, следовательно, здесь ферромагнетики намагничены до насыщения.

Эта ориентация спиновых магнитных моментов объясняется весьма значительным положительным обменным взаимодействием между электронами незаполненных оболочек соседних атомов. Такое взаимодействие изменяет у атомов ферромагнетиков (Fe, Ni, Co, Cd) распределение электронов по возможным состояниям и ориентирует параллельно спиновые магнитные моменты, хотя тепловое движение и стремится нарушить эту структуру. Пространственная ориентация параллельных спиновых магнитных моментов одинакова лишь в пределах определенных, разных по величине доменов моноэлементного ферромагнитного минерала в связи с особенностями его кристаллической структуры, наличием энергии анизотропии кристаллов. Различны по значению и направлению также результирующие спиновые моменты, поэтому в целом до действия поля ферромагнитный минерал не намагничен. При наложении магнитного поля магнитные моменты доменов изменяются по величине и ориентируются по его направлению, что приводит к намагниченности ферромагнитного минерала. Намагниченность в известной доле сохраняется и после снятия приложенного поля (остаточное намагничивание).

Теория Вейсса намагничивания доменов основана на теории Ланжевена, согласно которой намагниченность ферромагнети-

ков¹ появляется в результате установившегося равновесия между ориентирующим действием внешнего магнитного поля $H_{\text{вн}}$ и дезориентирующим действием теплового движения и также из-за намагничивающего действия дополнительного внутреннего молекулярного поля ωJ_V (возникающего при обменном взаимодействии между электронами соседних атомов), пропорционального намагниченности вещества (ω — коэффициент пропорциональности).

Следовательно, диполи находятся в поле $H_{\text{эф}} = H_{\text{вн}} + \omega J_V$.

По аналогии с парамагнетиками получим

$$J_V = \mu_a N (\text{cth } a' - 1/a'),$$

где

$$a' = \frac{\mu_a H_{\text{эф}}}{kT} = \frac{\mu_a (H_{\text{вн}} + \omega J_V)}{kT}.$$

При $a' \rightarrow \infty$ (т. е. при значительной напряженности магнитного поля и низкой абсолютной температуре) намагниченное состояние породы J_V приближается к предельному значению $J_{V0} = N\mu_a$.

Отношение

$$\begin{aligned} \frac{J_V}{J_{V0}} &= \text{cth } a' - \frac{1}{a'} = \text{cth } \frac{\mu_a H_{\text{эф}}}{kT} - \frac{kT}{H_{\text{эф}} \mu_a} = \\ &= \text{cth } \frac{\mu_a (H_{\text{вн}} + \omega J_V)}{kT} - \frac{kT}{(H_{\text{вн}} + \omega J_V) \mu_a}. \end{aligned}$$

Последняя формула при учете дискретной ориентации магнитных моментов атомов в пространстве приводится к следующему виду [9];

$$\frac{J_V}{J_{V0}} = \frac{2j+1}{2j} \text{cth } \frac{2j+1}{2j} a' - \frac{1}{2j} \text{cth } \frac{a'}{2j}.$$

В простейшем случае при $j = \pm (1/2)$

$$\frac{J_V}{J_{V0}} = \text{th } \frac{\mu_a (H_{\text{вн}} + \omega J_V)}{kT}. \quad (75)$$

Формула (75) является основной в теории ферромагнетизма. Если $H_{\text{вн}} \rightarrow 0$, то, обозначив $\mu_a \omega J_{V0}/k$ через t_c (точка Кюри), получим

$$\frac{J_V}{J_{V0}} = \text{th } \frac{J_V/J_{V0}}{T/t_c}. \quad (76)$$

Уравнение (76) связывает относительную намагниченность с относительной температурой. Определяя J_V на образце при техническом насыщении, т. е. в условиях, когда все домены параллельны полю и $J_V = J_{Vs}$, имеем

$$\frac{J_{Vs}}{J_{V0}} = \text{th } \frac{J_{Vs}/J_{V0}}{T/t_c}. \quad (77)$$

¹ Ферромагнетики рассматриваются как изотропные вещества.

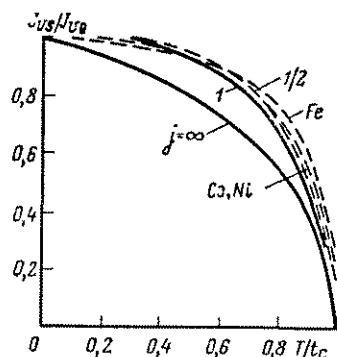


Рис. 124. Сопоставление теоретических и экспериментальных кривых, определяющих зависимость намагниченности насыщения от температуры для железа, кобальта и никеля

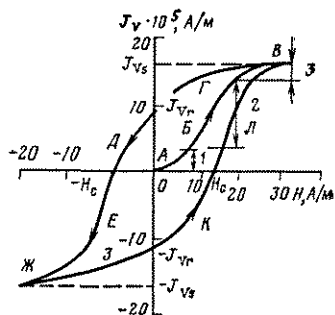


Рис. 125. Кривая намагничивания АБВ и петля гистерезиса ВГДЕЖКЛВ ферромагнетика и ее участки 1—3

Характер связи между J_{vs}/J_{v0} и T/t_c хорошо подтверждается экспериментальными результатами (рис. 124).

При температуре выше точки Кюри ферромагнетики становятся парамагнетиками. Теория Вейсса описывает процесс намагничивания внутренних частей отдельных доменов в целом размагниченного ферромагнетика, так как ею не учитываются эффекты других видов магнитной энергии [9]. Намагничивание в магнитном поле характеризуется кривой $\vec{J}_v = f(\vec{H})$ (рис. 125), которая для ферромагнетиков значительно отличается от аналогичных кривых для диа- и парамагнетиков (см. рис. 122).

Возрастание намагниченности с увеличением напряженности поля у ферромагнетиков не линейно. Кривая намагничивания имеет характерные участки 1—3 (см. рис. 125). Участок 1 соответствует обратимому процессу, при котором связь между J_v и H линейна и намагниченность исчезает вместе со снятием намагничивающего поля, это процесс обратимого смещения границ, при котором намагниченность растет из-за увеличения магнитного момента отдельных доменов в связи с ростом их размеров без изменения ориентации границ.

На участке 2 намагниченность резко возрастает с увеличением H из-за смещения границ: при нем вырастают размеры доменов с ориентацией векторов намагниченности одинаковой и близкой к направлению поля. Процесс необратим, так как значительная доля его энергии растрчивается в виде тепла. На участке 3 J_v медленно возрастает с увеличением H , стремясь к предельному значению из-за обратимого вращения. Причем объем отдельных доменов не изменяется, а их векторы намагниченности ориентируются в направлении поля.

При уменьшении напряженности поля до нуля намагниченность понижается до некоторого значения J_{vr} , называемого

остаточной изотермической намагниченностью. Нулевая намагниченность достигается при напряженности поля, равной коэрцитивной силе H_c (см. рис. 125).

Ферромагнетики с относительно незначительной площадью гистерезисной кривой и коэрцитивной силой (см. рис. 125), не превышающей тысяч ампер на 1 м, называются мягкими в противоположность жестким ферромагнетикам, характеризующимся широкой петлей гистерезиса и коэрцитивной силой в несколько десятков или даже сотен тысяч ампер на 1 м.

Остаточная изотермическая намагниченность $\vec{J}_{vr}$ и коэрцитивная сила $\vec{H}_c$ наравне с $\vec{J}_v$, $\vec{J}_{vs}$, κ , χ , μ и т. д. характеризуют магнитные свойства ферромагнетиков при их нормальной намагниченности.

Нормальная намагниченность возникает при наложении постоянного магнитного поля на породу при нормальных температуре (20 °C) и давлении (0,1 МПа). При этом изменяют направление на параллельное намагничивающему полю те векторы намагниченности доменов, у которых это изменение не сопровождается преодолением значительных энергетических барьеров. Нормальная намагниченность получается, например, у осадочной породы в современном геомагнитном поле ($H_e \approx 40$ А/м).

Кроме нормальной, различают идеальную и термонамагниченность. Идеальная намагниченность наблюдается при совместном действии постоянного и переменных магнитных полей с амплитудой, изменяющейся от полей насыщения до нуля. При идеальной намагниченности вдоль поля ориентируется большее число векторов намагниченности доменов, чем в постоянном поле. В этом случае (см. работы Г. Н. Петровой, а также Т. Нагата) намагниченность J_{vri} более значительна, также существенно отличаются (увеличиваются) значения магнитной восприимчивости κ_e относительной остаточной намагниченности J_{vri}/J_v , коэрцитивной силы H_{ce} или относительной коэрцитивной силы H_{ce}/H_e от тех же величин для нормальной намагниченности при одинаковых напряженностях намагничивающего поля H_e и остаточной намагниченности.

Термонамагниченность обычна для пород, нагретых до температуры выше точки Кюри и остывающих до нормальных температур в постоянном магнитном поле. При этом возникает наиболее значительная остаточная намагниченность J_{vrt} пород, так как при высоких температурах в условиях незначительных механических напряжений ориентируется наибольшее число векторов намагниченности доменов по полю, направление которых после остывания пород закрепляется.

Для этого процесса максимальными являются также объемная магнитная восприимчивость χ_t , относительная остаточная намагниченность J_{vri}/J_v или J_{vrt}/J_v и относительная коэрцитив-

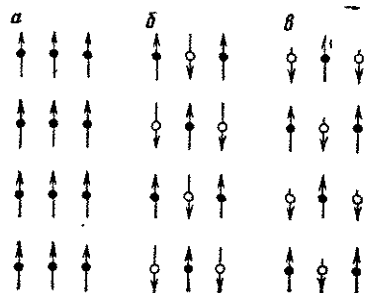


Рис. 126. Схема распределения векторов намагниченности в кристаллах.

а — ферромагнетик; б — антиферромагнетик; в — ферримagnetик

ная сила H_{ct}/H_e или ее абсолютное значение H_{ct} при одинаковой остаточной намагниченности.

Магнитная восприимчивость ферромагнетиков при напряженности поля, близкой к нулю, постоянна, затем она возрастает, достигнув максимума, и в дальнейшем уменьшается.

Большинство природных сильно магнитных минералов, имея близкие к ферромагнетикам магнитные свойства, значительно отличаются от последних по магнитной структуре и относятся по этому признаку в особую группу — ферримagnetиков.

В кристаллах ферримagnetиков векторы намагниченности образуют две группы; в группах векторы намагниченности параллельны, а у различных групп — антипараллельны. Так как результирующие магнитные моменты групп не равны (рис. 126), возникает значительная собственная намагниченность ферримagnetиков.

Такая магнитная структура определяется обратной (инверсионной) шпинельной структурой ферримagnetиков. К последним относят большинство ферритов, в частности магнетит.

Свойствами ферромагнетиков, кроме названных минералов, обладают ферромагнитные титаномagnetиты, слабо ферромагнитные гематит, гидроокислы железа (гетит, гидрогетит и лепидокрокит), сидерит, такие ферриты, как маггемит, треволит, яkobсит, франклинит, магнезиоферрит, гемоильмениты (редкие разности антиферромагнитные со слабым ферромагнетизмом) а также сульфoферриты [пирротин (некоторые разности его), валлерит, кубанит]. Минералы, представляющие титаномagnetиты, объединяются в титаномagnetитовую серию I, а гемоильмениты — в гемоильменитовую серию II. Таким образом, в составе главных пара-, ферро- и ферримagnetитных минералов находятся в основном ионы Fe^{2+} , Fe^{3+} , TiO^{4+} , O^{2-} и в качестве примесей ионы Mg^{2+} , Mn^{2+} , Al^{3+} , Cr^{3+} , V^{3+} .

По убыванию значений χ и J_s наиболее восприимчивые из рассматриваемых минералов можно расположить в ряд: яkobсит, магнетит, маггемит, треволит, магнезиоферрит, титаномagnetиты, гемоильмениты, пирротин.

Магнетит имеет большую восприимчивость (от 1,25 до >25 ед. СИ) и намагниченность насыщения $>490 \cdot 10^3$ А/м. Магнетит диагностируется по его точке Кюри ($575-578^\circ\text{C}$).

Для кубических монокристаллов магнетита обычна магнитная анизотропия — намагничивание происходит легче всего по оси диагонали куба и наиболее трудно в направлении его ре-

бер [2, (рис. 137, Б)]. В направлении диагоналей границ куба намагниченность имеет промежуточное значение. Почти таких же значений ($\sim 435 \cdot 10^3$ А/м) достигает намагниченность насыщения, и в таких же пределах ($< 4-25$ ед. СИ) изменяется магнитная восприимчивость маггемита. Однако последний неустойчив к нагреву, начиная с $t \approx 200^\circ\text{C}$ он переходит в гематит.

Титаномагнетитовая серия I — семейство минералов состава $x\text{Fe}_2\text{TiO}_4(1-x)\text{Fe}_3\text{O}_4$ со значениями x в пределах $0 < x < 1$ и шпинельной структурой; его родоначальниками являются магнетит (Fe_3O_4) и ульвошпинель (Fe_2TiO_4), которому на рис. 127 соответствует линия $\text{Fe}_3\text{O}_4-\text{Fe}_2\text{TiO}_4$, усредняющая лабораторные данные, относящиеся к составу синтезированных титаномагнетитов. С увеличением содержания в титаномагнетитах ульвошпинели возрастает постоянная их кристаллической решетки (от 0,839 до 0,853 нм), уменьшаются точки Кюри [от 578 до $(-153)^\circ\text{C}$] и магнитный момент насыщения, а также намагниченность насыщения от $430 \cdot 10^3$ до $75 \cdot 10^3$ А/м и магнитная восприимчивость от $> 12,5 \cdot 10^{-1}$ до $12,5 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ. Наиболее вероятные для этих природных минералов значения $x = 0,2 \div 0,8$.

Свойства титаномагнетитов, как и других ферритмагнетиков, рассматриваются с учетом катионного распределения в их структуре обращенной шпинели. В основе структуры шпинели, как известно [32], находится плотнейшая упаковка ионов кислорода с тетраэдрическими (А) и октаэдрическими (В) межкатионными пространствами (подрешетками). В ней 8 тетраэдрических и 16 октаэдрических пространств заняты катионами.

Распределение катионов различной валентности по названным пространствам может быть двух типов. У шпинели с нормальной структурой 8 двухвалентных катионов находятся в тетраэдрических, а 16 трехвалентных ионов в октаэдрических узлах структуры. Это фиксируется записью: $\text{A}_8^{2+}[\text{B}_{16}^{3+}]\text{O}_{32}^{2-}$. У шпинели же с обращенной структурой 8 двухвалентных и 8 трехвалентных ионов находятся в октаэдрических узлах, а в тетраэдрических располагаются 8 остальных трехвалентных ионов; это записывается так: $\text{B}_8^{3+} \cdot [\text{A}_8^{2+} + \text{B}_8^{3+}]\text{O}_{32}^{2-}$.

При этом катионы стремятся к определенному координационному окружению. Так, например, у обращенной шпинели тетраэдрические узлы меньшего размера занимают меньшего радиуса трехвалентными ионами железа, что энергетически выгод-

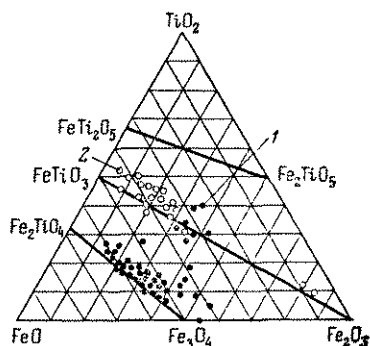


Рис. 127. Тройная диаграмма $\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2$ и химический состав естественных минералов [в % (молекулярных)] (по Т. Нагата).

1 — титаномагнетиты; 2 — гемонльменит

нее. Ионы же титана стремятся расположиться в октаэдрических узлах. Результирующий магнитный момент насыщения определяется разностью результирующих моментов подрешеток А и В.

В решетке шпинели [32] предполагается значительное взаимодействие между катионами подрешеток А и В, ведущее к антиферромагнитной — антипараллельной ориентации атомных магнитных моментов подрешеток (см. рис. 126, б) в сильно магнитных полях и при низких температурах. У магнетита со структурой обращенной шпинели результирующие магнитные моменты трехвалентных катионов подрешеток А и В компенсируются, так как они находятся там в равном числе и антипараллельны, тогда как магнитные моменты двухвалентных катионов подрешеток В оказываются нескомпенсированными и их сумма определяет результирующий магнитный момент магнетита. Он равен $4\mu_B$ (μ_B — магнетон Бора).

Ульвошпинели отвечает нормальная шпинельная структура. Катионное распределение в титаномagnetитах в общем виде характеризуется формулой: $Ti^{4+}_{1-m_A-n_A} Fe^{3+}_{m_A} Fe^{2+}_{n_A} \times [Ti^{4+}_{2-m_B-n_B} Fe^{3+}_{m_B} Fe^{2+}_{n_B}]$, где ионы в квадратных скобках находятся в октаэдрических положениях, а ионы вне скобок — в тетраэдрических; m_A , m_B , n_A , n_B — концентрация ионов соответственно Fe^{3+} и Fe^{2+} в А и В позициях. Можно показать [32], что распределение катионов обуславливает величину J_{Vs} и точку Кюри.

Состав титаномagnetитов определяется условиями кристаллизации магмы. Продуктами распада титаномagnetитов являются гемоильменит, близкий к ильмениту, и титаномagnetит, близкий к магнетиту, а окисления — катион-дефицитные титаномagnetиты, претерпевающие дальнейшие изменения, химический состав катион-дефицитных титаномagnetитов обуславливается не только параметром x , определяющим распределение катионов в октаэдрических и тетраэдрических пространствах [32], но и параметром p_{O_2} окисления. Он определяет долю первоначального числа ионов Fe^{2+} в образце, перешедших в Fe^{3+} путем отдачи внешнего $6d$ электрона оболочки иона Fe^{2+} поглощенному атому кислорода. Для сохранения нейтральности решетки при переходе ионов Fe^{2+} и Fe^{3+} в кристалле титаномagnetитов должны создаваться структурные вакансии $\square$. В связи с этим химическая формула однофазных катион-дефицитных титаномagnetитов приобретает вид: $Fe_a Ti_b \square_c O_4$. Здесь $a+b+c=3$. Катионное распределение в окисленных титаномagnetитах нестабильно и определяется механизмом низкотемпературного окисления, типом химической связи и мобильностью ионов Fe^{2+} в двух подрешетках шпинели.

Точки Кюри природных титаномagnetитов находятся между температурами 578 и 50 °С. Титаномagnetиты существенно изменяются при их нагревании.

Гемоильменитовая серия II — семейство минералов состава $x\text{FeTiO}_3(1-x)\text{Fe}_2\text{O}_3$ (при значениях x в пределах $0 < x < 1$) с ромбоэдральной структурой — твердые растворы α -гематита ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$) и ильменита FeTiO_3 . Этой серии на рис. 127 соответствует линия $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{—TiFeO}_3$, усредняющая лабораторные данные, относящиеся к составу синтезированных гемоильменитов.

Гематит ромбоэдральной структуры широко распространен в литосфере J_{vs} гематита на два порядка меньше J_{vs} магнетита. Монокристаллы гематита имеют низкую $H'_{cs} \approx 3200 \div 4800$ А/м, тогда как тонкозернистые поликристаллические разности гематита характеризуются высокими значениями H'_c (десятки тысяч ампер на 1 м). Признаки гематита: 1) высокая стабильность J_{vn} к переменному магнитному полю, 2) отсутствие насыщения в полях более $6 \cdot 10^5$ А/м, 3) точка Кюри около 675°C , 4) на кривой J_{mrs} точка Морина¹, соответствующая (-23) $^\circ\text{C}$.

Для ильменита $\text{Fe}^{2+}\text{Ti}^{4+}\text{O}_3$ характерны ромбоэдральная структура и чередование в кристаллической решетке слоев железа и титана. Причем в соседних слоях ионы Fe^{2+} располагаются антипараллельно. Природный ильменит ниже (-205) $^\circ\text{C}$ является парамагнетиком, а выше этой температуры — антиферромагнетиком. Точка Кюри гемоильменитов изменяется от 675°C (гематит) до (-205) $^\circ\text{C}$ (ильменит). При комнатной температуре гемоильмениты с составом $1 > x \geq 0,45$ ферримангнитны, а с составом $0,45 > x > 0$ — антиферромагнитны со слабым ферромагнетизмом. Твердые растворы при комнатной температуре ферримангнитны в интервале составов $0,75 > x \geq 0,45$.

Встречаются другие серии минералов с аномально высокими значениями характеристик магнитных свойств: псевдобрукитовая $\text{Fe}_2\text{TiO}_5\text{—FeTi}_2\text{O}_5$, серия $\text{Fe}_3\text{O}_4\text{—Mn}_3\text{O}_4$ (к ней относится, например, яковсит), замещенные магнетит, гематит, маггемит [32].

Ферримангнитные разности пирротина обычно имеют еще меньшую магнитную восприимчивость, чем описанные минералы с ферромагнитными свойствами в пределах $> 12,5 \cdot 10^{-3}$ — $> 12,5 \cdot 10^{-2}$ ед. СИ и намагниченность насыщения $J_{vs} = (17 \div 70) \cdot 10^3$ А/м.

Призматические кристаллы пирротина в магнитном поле любого направления и невысокой напряженности намагничиваются только в плоскости, перпендикулярной к оси призмы, и особенно значительно в главном осевом направлении OX .

Яковсит, треволит, магнезиоферрит имеют меньшее значение при рассмотрении магнетизма, так как они менее распространены.

Магнетит имеет большую остаточную изотермическую намагниченность, чем пирротин, а гематит на один порядок меньшую, чем последний. Коэрцитивная сила максимальна у гематитов;

¹ Точка Морина — температура, равная (-23) $^\circ\text{C}$, являющаяся низкотемпературной точкой превращения гематита.

меньше ее значения для магнетита, маггемита и пирротинов и еще меньше для титаномагнетитов.

Точка Кюри достигает наибольших значений у маггемита и гематита (675°C), несколько ниже она для магнетита ($\sim 578^{\circ}\text{C}$). Точки Кюри титаномагнетитов зависят от содержания в минералах TiFe_2O_4 и находятся в пределах $222\text{--}524^{\circ}\text{C}$ при изменении содержания TiFe_2O_4 от 42 до 8%. Точки Кюри пирротинов изменяются от 300 до 325°C .

Магнитные свойства ферромагнитных минералов зависят и от величины их зерен. Например, магнитная восприимчивость гематита уменьшается с повышением их дисперсности. Последнее объясняется снижением числа доменов в зернах при уменьшении их размеров. В этих условиях на намагничивание единицы объема породы расходуется больше энергии, так как намагничивание в основном совершается за счет вращения векторов намагниченности доменов, а не смещения их границ — процесс, требующий меньших затрат энергии. В предельном случае (для зерен с одним доменом) намагничивание происходит только за счет вращения векторов намагниченности зерен и затрачивается максимальная энергия.

По той же причине с уменьшением размеров зерен минералов и числа доменов в каждом зерне коэрцитивная сила минералов возрастает.

Совместное действие магнитного поля и механических напряжений, так же как и температуры, оказывает большое влияние на значения характеристик магнитных свойств пород. В магнитном поле образцы ферри- и ферромагнитных минералов могут иметь как положительную, так и отрицательную магнитострикцию — относительное удлинение образца при его намагничивании. С ростом растягивающей нагрузки намагниченность магнитных минералов с положительной магнитострикцией (например, магнетита) увеличивается, а ферромагнитных минералов с отрицательной магнитострикцией уменьшается.

Магнитная восприимчивость минералов также изменяется под действием одноосного сжатия и не только снижается, но и возрастает. Титаномагнетиты при одноосном давлении $1,02 \times 10^3$ МПа и намагничивающем поле 800 А/м имеют χ в 6 раз меньшую, чем при давлении атмосферном, а при $H \approx 1700$ А/м — в 7 раз. Значения χ магнетита при тех же давлении и намагничивающих полях уменьшается соответственно в 4,5 и 6 раз. При значительных нагрузках χ магнетита стабилизируется и не зависит от поля. Изменение χ под действием одноосного давления p объясняют вращением векторов J_{Vs} доменов.

Изотермическая остаточная намагниченность J_{mr} минералов, возникающая в результате пребывания их в постоянном поле, также падает при их нагружении. Изменение J_{Vrs} с давлением для монокристаллов характеризуется гиперболами с различным радиусом кривизны. Почти все виды остаточного намагничива-

ния минералов гематита, магнетита, титаномagnetитов и т. д. уменьшаются под действием всестороннего давления.

Стабильность характеристик J_{Vr} , J_{Vrt} и J_{Vri} изотермической, термоостаточной и идеальной намагниченности при изменении давления такова: наиболее стабильной является термоостаточная, затем по мере снижения стабильности следуют идеальная и изотермическая намагниченности.

Так как J_{Vr} , J_{Vrt} и J_{Vri} намагниченности имеют различную стабильность, то под давлением может изменяться направление суммарной намагниченности, если она является слагающей указанных видов, возможно также изменение знака остаточной намагниченности. Таким образом, давление обычно понижает способность минералов к намагничиванию.

Влияние давления уменьшается, когда минералы приобретают температуру, соответствующую точке Кюри. При этой температуре уменьшается также намагниченность насыщения и коэрцитивная сила.

Если минерал устойчив к нагреванию (магнетит), то $\chi=f(t)$ первого нагревания магматических пород, где он находится, не отличаются от тех же кривых при повторных нагревах (рис. 128, а), что нельзя сказать о кривых $\chi=f(t)$ для тех же пород с неустойчивыми к нагреванию ферро- и ферримagnetитами (титаномagnetит, маггемит, пирротин) (см. рис. 128, б). Маггемит неустойчив при повышении температуры до 275 °С (иногда более); он переходит при этом в устойчивую разность (α -гематит). При нагревании пирротина до 270 °С происходит изменение его кристаллической решетки.

В распределении пара-, ферро- и ферримagnetитных минералов установлена определенная зональность [32]. В верхней мантии и, по-видимому, в низах континентальной коры ферримagnetитные минералы не встречаются из-за неподходящих для их образования термобарических и окислительно-восстановительных условий. В земной коре и мантии выделяют следующие зоны: 1) гематитовую Fe^{3+} высокой степени окисления у поверхности Земли, здесь минералы, в составе которых присутствуют ионы Fe^{2+} и $\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+}$, неустойчивы, 2) магнетитовую, где возникают минералы, имеющие ионы $\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+}$, представленные в основном окислами $\text{Fe}-\text{Ti}$, 3) силикатную, в которой Fe^{3+} практически не находится, а содержатся ильменит, ульвошпинель, вюстит и другие окислы, в которые входят Fe^{2+} и Ti^{4+} , причем железо концентрируется в основном в силикатах, 4) железо-металлическую ($\text{Fe}^0+\text{Fe}^{2+}$), в которой, кроме силикатов, установлено металлическое железо.

Зоны отличаются термобарическими ($T-p$) и окислительными условиями. Следовательно, ферри- и парамагнитные минералы могут явиться индикаторами физико-химических условий возникновения магнетизма горных пород.

Так как одни минералы, обуславливающие магнитные свойства пород, образуются одновременно с породой, а другие в

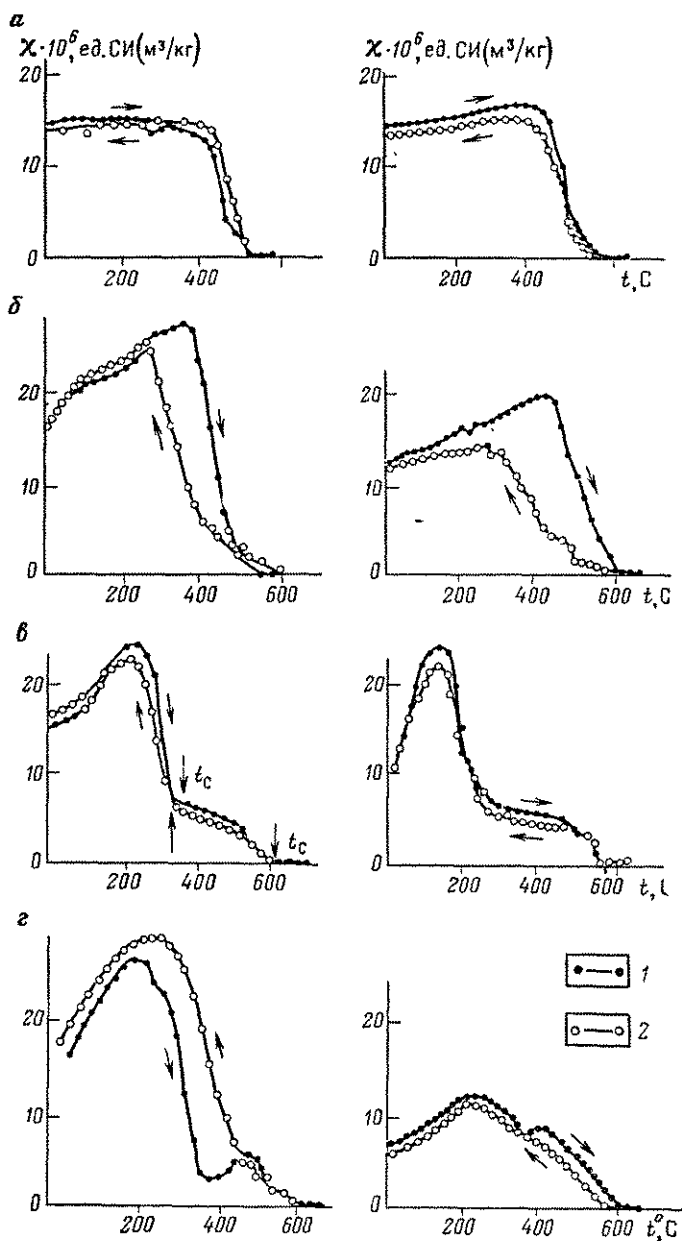


Рис. 128. Зависимости магнитной восприимчивости χ от температуры t .
Кривые типа: а — обычного обратимого; б — обычного необратимого; в — необычн обратимого; г — необычного необратимого; 1 — нагрев; 2 — охлаждение

процессе ее жизни, то время образования этих минералов по отношению ко времени образования породы несет информацию о разных событиях в жизни пород. В связи с этим необходима информация о том, с какими минералами связана намагниченность пород.

Рассмотрим антиферромагнетики. При $H=0$ они не имеют результирующего магнитного момента, но магнитные моменты соседних атомов в их кристаллах антипараллельны. Такое расположение моментов обусловлено отрицательным обменным взаимодействием, наблюдающимся, когда атомы сближаются между собой значительно, чем у ферромагнетиков (см. рис. 128, б).

Магнитная восприимчивость антиферромагнетиков пиролюзита, сидерита, албандина того же порядка, что и парамагнитных минералов. Однако вначале при повышении температуры магнитная восприимчивость возрастает и достигает максимума при вполне определенной температуре для данного минерала, называемой λ -точкой или точкой Кюри, и затем уменьшается по закону Кюри — Вейсса для парамагнетиков [2, рис. 144]. Ниже точки Кюри магнитная восприимчивость зависит от напряженности поля. Из-за большой общности магнитных свойств антиферромагнетики и парамагнетики относятся к парамагнитным веществам.

§ 49. ТВЕРДАЯ, ЖИДКАЯ И ГАЗОВАЯ ФАЗЫ

Твердая фаза. Обычно она состоит из смеси диа-, пара-, ферри- и реже ферромагнитных минералов; иногда представлена одним или двумя из этих минералов. Магнитные свойства этого компонента пород в основном зависят от содержания и распределения в его объеме ферри- и редко ферромагнитных минералов. Значения χ этой фазы пород изменяются от $<-0,4 \cdot 10^{-5}$ до 1 ед. СИ.

Жидкая фаза. Главные компоненты этой фазы пород — вода и нефть — диамагнитны (для воды $\chi_v = \chi_n = 0,9 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, а для нефти $\chi_n = -1,04 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ), т. е. эти компоненты природных жидкостей практически не магнитны и χ их смесей близка к χ_v .

Минерализация вод мало влияет на их магнитные свойства, так как обычные для них соли (NaCl , CaCl_2 , MgCl_2 и др.) также диамагнитны и их магнитная восприимчивость невелика.

Газовая фаза. Эта фаза пород, представленная воздухом, еще слабее намагничивается и имеет меньшую восприимчивость по сравнению с жидкой фазой, и все ее компоненты, за исключением кислорода, диамагнитны.

Поскольку магнитная восприимчивость парамагнитного кислорода значительно превосходит χ других газов, его содержание в воздухе по объему относительно велико, а χ очень мала ($0,17 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ), то воздух также является парамагнетиком, и его $\chi_{вз} = 0,04 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ.

Очень незначительна и диамагнитная восприимчивость сухих углеводородных газов. Известное представление о ней можно получить по значениям магнитной восприимчивости метана ($\chi = -0,0008 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ), этана ($\chi = -0,0015 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ), пентана ($\chi = -0,0003 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ), определенным при комнатной температуре. Они входят в состав сухих природных углеводородных газов и при некоторых пластовых условиях газообразны.

§ 50. ВОЗДУШНО-СУХИЕ И ВЛАЖНЫЕ ПОРОДЫ

Магнитные свойства пород оцениваются по значениям их: 1) удельных массовых J_m^1 [в $(\text{А} \cdot \text{м}^2)/\text{кг}$] и объемных намагниченностей $\vec{J}_V$, $\vec{J}_{ms}$, $\vec{J}_{vs}$, $\vec{J}_{mr}$, $\vec{J}_{vr}$, $\vec{J}_{mn}$, $\vec{J}_{vn}$ (в А/м). Они соответственно определяются как намагниченности: а) текущие (значения $\vec{J}_m$ и $\vec{J}_V$ зависят от напряженности поля); б) насыщения ($\vec{J}_{ms}$ и $\vec{J}_{vs}$ достигаются в поле большой напряженности); в) остаточные нормального намагничивания ($\vec{J}_{mr}$ и $\vec{J}_{vr}$ создаются в постоянном поле при нормальных (комнатных) температуре и давлении и сохраняются при его устранении); г) термоостаточные ($\vec{J}_{mn}$ и $\vec{J}_{vn}$ получаются, если породы возникают из магмы с температурой более высокой, чем точка Кюри в результате ее остывания в постоянном магнитном поле Земли); д) детритовая (или осадочная) остаточная намагниченность ($\vec{J}_{md}$ и $\vec{J}_{vd}$ возникает у осадочных пород, ферромагнитные обломки которых осаждаются в магнитном поле); 2) удельной χ (в $\text{м}^3/\text{кг}$) и объемной χ (в ед. СИ) магнитных восприимчивостей; 3) коэрцитивной силы H_c (в А/м) (при нормальном), и H_{ci} (в А/м) (при термонамагничивании); 4) температурами t_c и t_h (в $^\circ\text{C}$) точек Кюри и λ .

Определение значений магнитных величин выполняется на воздушно-сухих образцах. Значения перечисленных выше величин различаются (изменяются в известных пределах) не только для отдельных групп пород, но и для определенных их типов. Это объясняется неодинаковым вещественным составом минералов твердой фазы, различным соотношением и распределением их в ее объеме, полифазностью пород и спецификой условий образования и жизни последних. Однако ведущая роль в

¹ Удельная массовая намагниченность $J_m = dM_{mn}/dm$, где M_{mn} — магнитный момент (в $\text{А} \cdot \text{м}^2$) единицы массы m_n (в кг) породы; dM_{mn} — магнитный момент среды с массой dm_n — векторная сумма магнитных моментов всех заключенных в этой массе молекул, ионов и т. д., когда m_n уменьшается до бесконечно малой физической величины, но значительно большей, чем атомная неоднородность среды.

² Удельная объемная намагниченность $J_V = dM_V/dV$, где dM_V — магнитный момент (в $\text{А} \cdot \text{м}^2$) единицы объема dV (в м^3) породы, dV — физически бесконечно малая величина, но она значительно больше атомной неоднородности. Близкими к этому являются определения других намагниченностей, но при определенных условиях.

создании определенных магнитных свойств твердой фазы горных пород принадлежит ферро- и ферримagnetикам, в частности, магнетиту, маггемиту и титаномagnetитам.

При равных значениях J_v , $J_{vн}$, χ и т. д. их твердой фазы породы будут иметь тем меньшие значения этих характеристик, чем выше коэффициент их пористости и меньше влажность. Однако полифазность пород влияет меньше, чем различия, связанные с неодинаковыми магнитными свойствами их твердой фазы, так как вклад последней в магнитные свойства этих сред несравненно выше. Вовсе не влияет полифазность пород только на такую их характеристику, как точка Кюри.

Таким образом, у сухих пород большинство магнитных характеристик имеют меньшие значения, чем у влажных, и с ростом влажности увеличивается, но незначительно, их магнетизм.

§ 51. МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Магнитная восприимчивость

Магнитные свойства магматических пород определяет магнетизм их твердой фазы. Высокую и повышенную магнитную восприимчивость этого компонента объясняют наличием в его составе: магнетита, гематита, минералов титаномagnetитовой и гемоильменитовой серий. Реже такие значения χ можно связать с содержанием в твердой фазе маггемита, якобсита, магнезиоферрита и пирротина. Эти минералы появляются как одновременно с образованием породы, так и в процессе ее жизни. Важнейшими из них являются магнетит, титаномagnetиты и гемоильмениты; они возникают практически во всех изверженных породах на разных стадиях магматического процесса.

Интрузивные породы

Состав титаномagnetитов и гемоильменитов интрузивных пород определяют термобарические и окислительно-восстановительные условия, а следовательно, глубина кристаллизации расплава; на их состав влияет также темп кристаллизации магмы. При медленной кристаллизации расплава за счет распада титаномagnetитов и гемоильменитов на последних ее стадиях возникают магнетит и гематит. Быстрое охлаждение магмы способствует сохранности титаномagnetитов в породе. Охлаждение магмы вызывает процессы: 1) распада твердых растворов титаномagnetитов, 2) высоко- и низкотемпературного их окисления, 3) превращения катион-дефицитных титаномagnetитов.

При окислении гемоильменитов возникают гематит и гемоильменит другого состава. Высокотемпературное окисление силикатных минералов также может приводить к возникновению магнетита и гематита.

Концентрация легко намагничивающихся минералов в излив-

шейся лаве тем значительнее, чем меньше скорость ее остывания. От состава пород, содержания в них железа концентрация легко намагничивающихся минералов в магматических породах зависит мало.

Появление легко намагничивающихся минералов в ультраосновных породах нормального ряда с высоким содержанием железа чаще всего связано со вторичными поздние- и постмагматическими процессами, например с серпентинизацией.

Сравнение свойств ферромагнетиков в кислых, средних и основных породах показывает, что: 1) удельная магнитная восприимчивость их возрастает с увеличением размеров зерен, 2) приведенная к одинаковому размеру зерен начальная удельная магнитная восприимчивость χ_0 тем больше, чем меньше в этих минералах окиси титана.

Для интрузивных комплексов магнитные свойства всех пород обусловлены ферримангнитными или как ферри-, так и парамагнитными минералами. Кислые, средние, основные и ультраосновные породы имеют разности от практически немагнитных до сильно магнитных (табл. 14).

Магнитная восприимчивость магматических пород варьирует от десятков (n) до нескольких сотен тысяч ($n \cdot 10^5$) долей единицы СИ. Широкие пределы изменения значений χ определяются в основном составом первоначальных расплавов, термобарическими и окислительно-восстановительными условиями происхождения и жизни пород и обуславливают их значительную дифференциацию по индуцированной и остаточной намагниченности.

Средние значения χ возрастают от кислых к основным и ультраосновным группам пород (см. табл. 14).

Основные и средние породы ранних фаз внедрения отличаются во всех интрузивных комплексах различных формаций более высокой χ , чем последующих фаз. Это связано с ростом кислотности пород от фазы к фазе (слабомагнитные комплексы), либо также с уменьшением содержания ферримангнетиков. Однако породы с одинаковой основностью (в частности, кислые) могут быть от сильно- до слабомагнитных [7] (см. табл. 14).

Кислые интрузивные породы и их переходные разности. Главные породообразующие минералы (кварц, ортоклаз, плагиоклазы) кислых магматических пород, а также пород переходных от кислых к средним диамагнитны. Биотит, мусковит, роговые обманки, реже кордиерит, турмалин и пироксены (авгит), содержание которых не превышает 12% у кислых пород и 25% у переходных разностей, параферримангнитны.

Ферримангнитные минералы представлены в магнитных гранитоидах и их излившихся аналогах чистым, относительно крупнозернистым магнетитом с незначительной изоморфной примесью окиси титана и, по-видимому, маггемитом. В слабомагнитных гранитоидах находятся мелкие зерна магнетита.

Т а б л и ц а 14. Пределные значения величин, характеризующих магнитную восприимчивость первичных осадков и пород [7]

Первичный осадок или порода	Удельная объемная магнитная восприимчивость $\chi \cdot 10^5$, ед. СИ		Ферромагнитные и другие минералы с относительно высокой χ , находящиеся в рудах
	предельная	наиболее вероятная	
<i>Первичные осадки, образовавшиеся из них осадочные и метаморфические породы и руды</i>			
Песок	0—3800	—	—
Песчаник	—3—>50 000	12,5—>125	—
Кварцит	0—380	0—50	—
Алевролит	—3—6300	12,5—125	—
Глинистый ил	15—>50	—	—
Глина	2,5—3800	12,5—125	—
Аргиллит	2,5—1250	12,5—125	—
Филлит	~0—125	—	—
Ил:			
известковый	~6—~9	—	—
фораминиферовый	1,3—~6	—	—
Известняк	0,15—~3800	1,25—>30	—
Известняк мраморизованный	—6—~0	—	—
Мрамор	—5—~6	—2,5—~6	—
Доломит	0,15—>125	~0—12,5	—
Мергель	0,15—~250	1,25—>30	—
Гипс	0,15—125	—	—
Ангидрит	0,4—12,5	—	—
Каменная соль	до >10	—	—
Руды формаций:			
железистых кварцитов	125 000—380 000	—	Магнетит, титаномагнетит, маггемит, магнезиоферрит
бокситоносной терригенной	~0—4400	—	Маггемит, магнетит, гематит (последних меньше)
бокситоносной карбонатной	~0—1250	—	Магнетит
лептохлоритовой (железная руда)	<90—>300	—	Мартит, сидерит, гидрогетит
маргитовых и бурых железняков	>125—>250	—	То же
сидеритовые породы	125—625	—	—
медистых песчаников	>6—>125	—	—
Угли	—7,5—~9	—	—
<i>Магматические, образовавшиеся из них метаморфические породы и руды</i>			
Интрузивные:			
дунит	>1—>50 000	—	—
перидотит	>1—>50 000	—	—
пироксенит	>1—>50 000	—	—
серпентинит	190—>60 000	3800—>50 000	—

Первичный осадок или порода	Удельная объемная магнитная восприимчивость $\times 10^3$, ед. СИ		Ферромагнитные и другие минералы с относительно высокой χ , находящиеся в рудах
	предельная	наиболее вероятная	
габбро	$<1- >25\,000$	—	—
диорит	$<1- >15\,000$	—	—
диорит кварцевый	$<1- >7500$	—	—
сиенит	$<1- >8000$	—	—
гранит	$<1- >7500$	—	—
гранодиорит	$<1- >7500$	—	—
Эффузивные:			
базальт	$\sim 0- >25\,000$	—	—
андезит	$\sim 0- <3800$	—	—
липарит	$>1- 5000$	—	—
диабаз	$\sim 0- >15\,000$	—	—
кварцевый порфир	$\sim 0- <900$	—	—
Оргометаморфические породы:			
Сланец:			
кварцево-серицитовый	$\sim 0- 1900$	12,5—125	—
кварцево-хлоритовый	$\sim 0- >8800$	12,5—125	—
слюдяной	$\sim 0- 1900$	12,5—125	—
актинолитово-хлоритовый	$\sim 0- 3800$	—	—
Амфиболит	$\sim 0- >1500$	(12,5—125) — (1900—3800)	—
Эклогит	—	38—<90	—
Гнейс:			
биотитовый	$\sim 0- >7500$	12,5—200	—
пироксеновый	$\sim 0- 3800$	1900—3800	—
Гранулит:			
кислый	$\sim 0- 880$	—	—
основной	380—>7500	—	—
Гранит плаггиомикроклинный	$\sim 0- 3800$	—	—
Мигматит	—	0—>7500	—
Чарнокит контактовый	$\sim 0- 1900$	380—>1250	—
Сланец пятнистый	$\sim 0- 380$	—	—
Роговик биотитовый эпидот			
пироксеновый	$\sim 0- >7500$	(0—880) —	—
Скарн	До 3800	(125—1250)	—
Листвинит	0—380	12,5—>15 000	—
Карбонатит	0—>380	—	—
Грейзен:			
кварцевый	0—>125	—	—
слюдисто-топаз			
кварцевый	0—>125	—	—
Руды формаций:			
магнетитово-скарновой	>75 000 — 1 000 000	—	Магнетит, титаномагнетит, маггемит, магнезиоферрит
магнезиоферритово-скарновой	125 000 — <570 000	—	То же

Первичный осадок или порода	Удельная объемная магнитная восприимчивость $\times 10^6$, ед. СИ		Ферромагнитные и другие минералы с относительно высокой χ , находящиеся в рудах
	предельная	наиболее вероятная	
титаномagnetитовой оловоносных скарнов	38 000—440 000 125— >750 000	— — —	Магнетит, титаномagnetит, маггемит, магнезитоферрит Магнетит
касситерит-сульфидной касситерит-силикатной	8800—10 000 <125	— —	Пирротин Магнетит, гематит
касситерит-кварцевой оловоносных пегматитов	<12,5 >5	— —	— —
габбро-перидотитовой (сульфидные медно-никелевые)	~125—44 000	—	Пирротин, магнетит
перидотит-пироксенитовой (сульфидные медно-никелевые)	3800—125 000	—	То же
медно-колчеданной медно-порфировой	>5—25 000 >6—12 500	— —	» Магнетит, гематит
медно-молибденитовой хромитовой (дунит серпентинизированный)	12,5 1000—7000	— —	— Магнетит
хромитовой (хромит) редкометаллической кварцевой (золотоносные)	<90—<2300 До 1900—2500	— —	» Магнетит, пирротин
золото-кварцевой (золото-сульфидные) кварц-антимонитовой	630 _{ср} (<12,5) _{ср}	— —	Пирротин —
кварц-серицитовых метасоматитов	(6—12,5) _{ср} (<6) _{ср}	— —	— —
золото-серебряной скарново-сульфидно-шеелитовой (вольфрамовые) вольфрамово-сульфидно-скарноидной	(3,8—630) _{ср} <12,5—1000	— —	Пирротин »
кварцево-жильно-грейзеновой (вольфрамовые) колчеданно-полиметаллической	12,5 >6—1000	— —	— Пирротин (при повышенных χ)
скарновой (полиметаллические руды)	п*—п1000	—	»
кварцево-сульфидной (полиметаллические)	(6—20) _{ср}	—	»
свинцово-цинковые (полиметаллические)	(<6) _{ср}	—	»

* Несколько единиц.

Содержание ферромагнитных минералов в кислых и переходных магматических породах колеблется от тысячных и сотых долей процента примерно до 2—3,5% и редко больше. Это в основном определяет широкие пределы изменения магнитной восприимчивости гранитоидов — от $<6 \cdot 10^{-5}$ до $>7500 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ (см. табл. 14). При этом довольно часто встречаются практически немагнитные и очень слабо- и слабомагнитные гранитоиды.

О магнитной восприимчивости гранитоидов различных формаций известно следующее [7]: 1) небольшие и средние массивы плагиогранитов в формациях ранней стадии тектономагматического цикла обычно характеризуются относительно незначительной магнитной восприимчивостью $(60—380) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ; 2) граниты и гранодиориты средней и поздней стадий, основные представители магматических пород в формации батолитов пестрого состава имеют, как правило, высокую магнитную восприимчивость; 3) в других формациях средней и поздней стадий их магнитная характеристика различна: а) в гранит-гранодиоритовых формациях конца средней стадии выделяют субформацию, где высокие значения χ определяются ферромагнитными минералами, и другую, содержащую парамагнитные минералы, где вследствие этого все группы пород различных комплексов от габбро (или диоритов) очень слабомагнитны; б) в гранитных формациях с той же характеристикой, но с преобладанием гранитов, породы отличаются очень небольшими содержанием ферромагнетиков и парамагнитными минералами [здесь χ гранодиоритов не более $60 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ и гранитов от $(6—12,5) \cdot 10^{-5}$ до $(25—38) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ]; в) в гранодиорит-гранитовой формации поздней стадии также выделяются две субформации: с преобладанием пара или ферромагнитных минералов; г) в более же поздней — гранит-лейкократовой формации магнетизм пород обычно связан с ферромагнетиками, следовательно, в конце средней — начале поздней стадии тектономагматических циклов возникают породы с очень слабой магнитной проницаемостью; 4) в период внегеосинклинальный создаются преимущественно гранодиориты, биотитовые и лейкократовые граниты с высокой магнитной восприимчивостью.

В платформенных областях образуются граниты-рапакиви с $\chi < 50 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ.

Средние интрузивные породы. В средних магматических породах содержание очень слабо- и слабомагнитных минералов (авгита, биотита, гиперстена, мусковита, роговой обманки и др.) достигает 35—45% (в диоритах).

Концентрация магнетита более тонкозернистого и с большим содержанием TiO_2 , чем в гранитоидах, оценена в пределах для кварцевых диоритов 0,2—2,1%, дацитов 0,2—3,5% и андезитов 1,3—6,61%, встречаются также практически немагнитные разновидности с меньшим содержанием ферромагнетиков. Их магнитная восприимчивость изменяется в широких пределах

$[(< 1 - 15\,000) \cdot 10^{-5} \text{ ед. СИ}]$. Средние интрузивные породы могут быть от практически немагнитных до сильномагнитных (см. табл. 14).

Диориты ранних формаций имеют высокую магнитную восприимчивость. Диориты формации батолитов пестрого состава средней стадии обычно магнитны, но в среднем менее, чем диориты ранней формации.

Диориты в формациях конца средней и начала поздней стадии образования обычно относительно слабомагнитны, и их магнитные свойства определяют как ферри-, так и парамагнитные минералы. Для поздней стадии тектоно-магматического цикла характерны массивы диоритов с высокой магнитной восприимчивостью.

Основные интрузивные породы. Минералы, преобладающие в основных породах и в их переходных разностях (габбро-диабазы и др.), очень слабо- (некоторые из пироксенов, оливин¹, эпидот, мусковит и хлориты) и слабо- (роговая обманка, авгит, гиперстен, биотит и др.) магнитны. Практически немагнитные минералы представлены основными плагиоклазами. Поэтому магнитность основных пород в известной степени создается слабомагнитными минералами.

Основными носителями магнетизма неизменных основных пород ранней и средней стадий являются первичный магнетит и титаномагнетиты с содержанием до 2—6% [2].

Метаморфизованные разности имеют в своем составе, кроме того, тонко распыленный вторичный магнетит и, по-видимому, маггемит. Значения χ неизменных основных пород модифицируются в пределах $(< 1 - 25\,000) \cdot 10^{-5} \text{ ед. СИ}$ (см. табл. 14). Для слабо измененных основных пород χ высокая, при этом ее средние значения в отдельных массивах неодинаковы.

Габбро и габбро-диориты формации батолитов пестрого состава средней стадии обычно в среднем менее магнитны, чем те же группы пород ранней формации. Габбро и габбро-диабазы формаций конца средней и начала поздней стадии относительно слабомагнитны. Магнитная восприимчивость массивов габбро поздней стадии тектоно-магматического цикла значительна.

Ультраосновные интрузивные горные породы. Главные минералы ультраосновных пород (параферриманитные оливин, гиперстен, авгит, реже роговая обманка) очень слабо или слабомагнитны. Ферримангнетиками этих пород являются магнетит и пирротин, которые находятся в породах раздельно или совместно. У гиперстенитов, иногда не имеющих в своем составе магнетита, минерализации обязаны пирротину.

Среди ультраосновных пород не обнаружено разностей практически немагнитных из-за относительно высокого содержания в этих породах очень и слабомагнитных минералов. Остальные

¹ Магнитность этого минерала изменчива; он может быть и слабомагнитным.

степени намагниченности встречаются у большинства других ультраосновных пород.

Неизмененные ультраосновные породы формаций ранней стадии имеют сравнительно незначительную магнитную восприимчивость $\kappa = (20 \div 300) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ несмотря на то, что содержат железа больше, чем другие интрузивные породы.

Однако обычно ультраосновные породы различного возраста серпентизированы в результате разложения пироксенов, и этот процесс приводит к образованию магнетита и росту магнитной восприимчивости 0,1 n ед. СИ (см. табл. 14).

Неизменные гипербазиты щелочных массивов эпохи платформенного развития земной коры могут иметь значительную концентрацию магнетита и титаномagnetитов, и тогда их магнитная восприимчивость возрастает до n ед. СИ [7].

Эффузивные породы

Быстрая скорость остывания эффузивных пород обуславливает наличие в них не только магнетита, но и титаномagnetитов, особенно в основных породах. Титаномagnetиты $\text{Fe}_{3-x}\text{Ti}_x\text{O}_4$ при $0 < x < 1$ и окисленные катион-дефицитные титаномagnetиты (титаномagnetемиты) $(\text{FeTi}_{1-\square})_3\text{O}_4$ являются главными легко намагничивающимися минералами эффузивных пород основного состава (базальты, диабазы и др.) как континентального, так и глубинного океанического происхождения [32].

Ферримagnetитики мелкозернисты от пылевидных до 0,01—0,5 мм, поэтому в среднем их κ меньше, чем κ ферримagnetитиков соответствующих интрузивных пород. Различный размер зерен, их неоднородное распределение в эффузивных породах определяет большой разброс магнитных характеристик их отдельных разностей (см. табл. 14).

Отметим различие κ покровной, пирокластической и экструзивной фаций, возникающих в неодинаковых условиях. Покровные фации имеют стабильную магнитную восприимчивость из-за хорошей выдержанности минерального состава слагающих их пород, который определяет и κ . Для пород пирокластической фации (конгломераты, брекчин, агломераты, туфы, пеплы) характерна значительная неоднородность κ из-за неодинаковой концентрации и распределения разных ферримagnetитиков в их структурных элементах. Магнитная восприимчивость экструзивных тел изменяется по их объему существеннее, чем у тел покровных, но менее, чем у пород пирокластических фаций.

Эффузивы спилит-диабазовой формации (наиболее ранние геосинклинальные образования) содержат преимущественно ферримagnetитные минералы и имеют различные значения магнитной восприимчивости в пределах $(100 \div 2000) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ [7].

Породы андезитовой и андезит-липаритовой формаций конца средней и начала поздней стадии тектоно-магматических циклов включают субформации с преобладанием пара- и ферримagnet-

нитных минералов. Породы липаритовой, как и гранитовой формации, парамагнитны. Для пород формаций поздней стадии периода тектонической активизации складчатых областей обычна ферримангнитная минерализация. Породы платформенных эффузивных тел основного состава имеют обычно высокую магнитную восприимчивость.

Коэрцитивная сила, естественная остаточная намагниченность и точки Кюри

Коэрцитивная сила исследованных магматических горных пород изменяется от -400 до $-37\,000$ А/м. Причем у большинства пород она не превышает -8000 А/м. Магнитожестные разности обнаружены в основном среди базальтов, гранитов и сиенитовых порфиров.

Остаточная намагниченность наблюдается у магнетитов, пирротитов и таких пород, как бокситы, перидотиты и др.

Остаточная намагниченность определяется природой, концентрацией и размерами зерен ферромагнетиков пород. Термоостаточная намагниченность увеличивается с уменьшением размеров зерен ферромагнетиков.

Естественная удельная объемная остаточная намагниченность J_{Vn} магматических горных пород изменяется от 10^{-3} до $>10^2$ А/м и может быть больше и меньше индуцированной намагниченности $J_{Vi} = \kappa H_e$, измеренной на порошковых пробах в магнитном поле около 40 А/м.

Естественная остаточная намагниченность у кристаллических пород с малым содержанием крупнозернистых ферримангнетиков, например у лейкократовых гранитов, оценивается десятками долями J_{Vi} . Значения J_{Vn} , в несколько раз или даже в несколько десятков раз превосходящие J_{Vi} , наблюдаются чаще у пород основных с высоким содержанием ферримангнетиков. Исключительно высокие значения остаточного намагничивания $[(до = (1+2) \cdot 10^3 \text{ А/м})]$ отмечаются [2] для пирротитовых руд.

Отличительными особенностями естественного остаточного намагничивания являются: 1) неоднородность по значениям и направлению даже в пределах одного массива магматических пород; 2) относительно высокие значения для некоторых пород; 3) устойчивость к размагничиванию. С ростом температуры термоостаточное намагничивание уменьшается и достигает нулевых значений при точках Кюри.

Точки Кюри магматических горных пород не зависят от размера зерен и содержания ферромагнетиков и хорошо определяют их вещественный состав. Магматические породы характеризуются одной — обычной точкой t_{co} или двумя — обычной t_{co} и необычной t_{ce} — точками Кюри, устанавливаемыми, например, из зависимостей $\chi = f(t)$ первого нагревания образцов в полях напряженностью около 160 А/м (см. рис. 128).

Точка Кюри t_{c0} получается из обычных зависимостей $\chi=f(t)$ (см. рис. 128, а и б), тогда как две точки t_{c0} и t_{ce} получаются из необычных — ступенчатых — зависимостей $\chi=f(t)$ (см. рис. 128, в, г). При этом кривые $\chi=f(t)$ (см. рис. 128, а) называются обратимыми, если их можно получить не только в результате нагревания образца породы, но также и при его охлаждении и повторных нагреваниях. Кривые этого типа соответствуют породам, у которых ферромагнетиками является магнетит или магнетит с незначительной примесью окиси титана.

Необратимыми (см. рис. 128, б) называются кривые $\chi=f(t)$, которые неповторимы при охлаждении или последующих нагреваниях образцов с нестойкими к нагреванию ферромагнетиками, например титаномагнетитами.

Ступенчатые кривые получаются при наличии в породах ферромагнитных минералов различного химического состава. При этом необратимые кривые типичны для пород, содержащих магнетит и не стойкие по отношению к нагреванию ферромагнетик (титаномагнетит, маггемит и др.).

Согласно исследованиям А. С. Семенова и Ф. С. Файнберга, обратимость и необратимость кривых $\chi=f(t)$ зависят от среды, где происходит нагревание и охлаждение ферромагнетиков. При продолжительном нагревании образцов гематитовых и лимонитовых руд, сидерита и пирита до 800°C при доступе воздуха обнаружена неизменность их магнитных свойств. При нагревании в восстановительной среде практически немагнитные образцы приобретали повышенные или высокие J_n и χ вследствие появления в их составе магнетита и иногда железа.

В природе нагревание пород до значительных температур в восстановительной среде наблюдается, например, в приконтактных зонах вблизи массивов интрузивных пород. На глубинах, соответствующих изменению температур от 250 до 750°C , имеются особо благоприятные условия для образования магнетита, титаномагнетитов, магномагнетита и других магнитных минералов за счет иных железосодержащих минералов и для возникновения у пород высоких магнитных свойств.

У магматических горных пород обычная точка Кюри близка к 585°C , необычная — много ниже (порядка 300°C).

Точка Кюри [32] связана с глубиной залегания магматического очага и таким образом с составом возникающих пород. Для базальтов Чешского массива обнаружено, например, что их точки t_c Кюри обычно уменьшаются с повышением содержания оливина или уменьшением отношения $\omega=\text{MgO}/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$, t_c зависит от содержания оливина в породе потому, что с повышением концентрации оливина растет содержание в титаномагнетитах титана. Вместе с тем концентрация оливина и состав титаномагнетитов тесно связаны с глубиной образования магматического очага. Для базальтов Чешского массива глубина H связана линейно с: 1) точкой t_c Кюри

$$H = 82 - 0,14t_c; \quad (78)$$

2) модалным содержанием ол (в %)

$$H = 36,61 + 0,96 \text{ ол};$$

3) величиной ω в % (молярных)

$$H = 24,17 + 22,28\omega;$$

4) отношением в % (молярных) $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} = (0,066H - 0,8)^{-1}$ (Кгоращёк, Рокота, 1973).

Так как $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ в известной степени характеризует летучесть кислорода, то, определив H по точке Кюри и соотношению (78), можно из последнего равенства установить $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ и, следовательно, изменение окислительно-восстановительных условий (p_{O_2}) с глубиной.

Соотношение $\omega = f(H)$ справедливо для многих районов мира. Еще более универсальна зависимость $t_c = f(H)$. Она обусловлена термобарическими и окислительно-восстановительными условиями (условиями $p-T-p_{\text{O}_2}$) в магме.

При усреднении данных больших коллекций региональный эффект сказывается меньше и выявляется четкая связь между точками Кюри и отношением ω [32].

§ 52. ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Главные породообразующие минералы этих пород: кварц, полевые шпаты, кальцит, доломит, гипс, ангидрит, галит, силивин и другие — диа- или парамагнитны; второстепенные: биотит, пирит, ильменит, сидерит, хлорит, глинистые минералы — пара- или параферритмагнитны; акцессорные: магнетит, маггемит, гематит, гетит, гидрогетит, гидрогематит и лепидокрокит — ферро- или ферритмагнитны. Таким образом, магнетизм осадочных пород связан в основном с их акцессорными минералами.

Ферро- и ферритмагнитные минералы встречаются здесь в виде зерен магнетита, мартита и гематита с эффективным диаметром от 0,01 до 2 мм; магнетитовые включения обнаруживаются также в зернах кварца, биотита тех же размеров. Кроме того, такие ферритмагнетики, как маггемит, гематит, реже магнетит, оказываются в глинистой фракции этих пород в тонко рассеянном состоянии или в виде скоплений и пленок гидроокиси железа. Зерна их в этом случае изменяются от долей микрометра до нескольких десятков микрометров. Наконец, в осадочных породах ферри- или ферромагнетики могут находиться в виде позднедиагенетических и эпигенетических образований из лимонита, продуктов окисления и замещения сидеритов, пирита и магнетита.

Магнитная восприимчивость пород осадочного чехла (включая руды) СССР находится в пределах $(-3) \cdot 10^{-5} - 50 \cdot 10^{-2}$ ед. СИ, (см. табл. 14). В значительных пределах изменяется и % отдельных типов осадочных пород. При этом у глин, аргиллитов,

песчаников и алевролитов преобладают разности со сравнительно низкой магнитной восприимчивостью в пределах $(12,5—125) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, а у известняков, доломитов и мергелей — разности с $\kappa = (1,25 \div 30) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ (см. табл. 14).

Максимальные значения κ установлены у песчаников и алевролитов вблизи источников сноса, и они обусловлены относительно высокой концентрацией магнетита. Повышенная магнитная восприимчивость $[(125—625) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ] наблюдается у некоторых сидеритово-обломочных пород.

Наименьшей магнитной восприимчивостью (обычно $< 30 \times 10^{-5}$ ед. СИ) обладают известняки, доломиты, ангидриты, гипсы, каменная соль и угли. Ангидриты, гипсы, каменная соль, чистые разности известняков, угли, содержащие в основном диамагнитные минералы, могут быть также диамагнитны.

У осадочных пород обнаружена очень слабая (от $a \cdot 10^{-4}$ до 10^{-1} А/м), где a — множитель, равный нескольким единицам), но весьма стабильная естественная остаточная намагниченность. Она растет с увеличением содержания ферромагнитных минералов, в частности магнетита.

Направление естественного остаточного намагничивания осадочных пород обычно мало отличается от направления современного геомагнитного поля. Однако встречаются породы, у которых ориентация векторов $\vec{J}_{vn}$ не совпадает с ориентацией современного поля Земли, а иногда даже обратна этому направлению.

При соосаждении в водных бассейнах обломков материнских пород с термоостаточной намагниченностью и без нее возникает, например, детритовая намагниченность. При этом результирующие магнитные моменты одно- и многодоменных обломков ориентируются по полю Земли и возникший осадок намагничивается. Прямой связи между J_n и минеральным составом осадочных пород не обнаружено. Большие значения J_n обычны для осадочных бокситовых и железных руд, а малые для известняков, доломитов, кварцевых песчаников, гипсов и доломитов. Термоостаточная намагниченность также установлена при повторных нагреваниях этих пород до температур, наблюдающихся в атмосфере, и при наличии геомагнитного поля, причем значение $J_{vn} \ll \kappa H_e$ (H_e — напряженность геомагнитного поля) не превышает, по-видимому, 10^{-2} А/м.

Значения κ осадочного покрова Русской платформы и Западно-Сибирской низменности в среднем на порядок ниже магнитной восприимчивости тех же пород складчатых районов Урала, Забайкалья и Дальнего Востока. Значения магнитной восприимчивости позволяют определить направление и длину пути сноса и в какой-то степени состав источников сноса.

Для осадочных пород характерна анизотропия магнитной восприимчивости

$$\lambda_{\kappa} = (\kappa_{\max} - \kappa_{\min}) / \kappa_{\text{ср.}}$$

Она достигает максимальных значений ($\lambda_k=1,5$) у сильно метаморфизованных осадочных пород.

Анизотропия κ осадочных пород складчатых районов больше анизотропии магнитной восприимчивости пород платформенных областей.

§ 53. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Магнитная восприимчивость метаморфических пород изменяется примерно в тех же широких пределах, что и магматических. Эти породы бывают от практически немагнитных до сильномагнитных (см. табл. 14).

Незначительная магнитная восприимчивость характерна для метаморфических пород, происходящих из практически немагнитных осадочных (глинистые сланцы, филлиты, кристаллические сланцы, параамфиболиты, кварциты, парагнейсы, мрамор и др.) или из практически немагнитных магматических (гранитогнейсы и др.) пород.

Очень высокие значения магнитной восприимчивости (обычно свыше $7500 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) наблюдаются у железистых кварцитов (джеспилитов), в изобилии содержащих мелкую вкрапленность магнетита и гематита или иногда прослой гематита, роговиков, серпентинитов, ортоамфиболитов, скарнов, магнетитовых сланцев (см. табл. 14).

Магнитная восприимчивость других метаморфических пород, например, хлоритовых и тальковых сланцев, гнейсов диоритового состава и других, обычно заключается в пределах $(<12,5-7500) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ (см. табл. 14). Эти породы происходят из мало обогащенных ферромагнетиками магматических горных пород.

Значения характеристик намагниченности пород пропорциональны содержанию ферримagnetиков, которые в регионально метаморфизованных породах представлены магнетитом, а в породах, измененных гидротермально-метасоматическими и гипергенными процессами, — магнетитом, гематитом, маггемитом, и другими ферримagnetиками. В сульфидных месторождениях часто встречается пирротин.

При различных видах метаморфизма магнитная восприимчивость и другие характеристики намагниченности пород преобразуются по-разному.

Региональный метаморфизм фаций зеленых сланцев и эпидотамфиболовой приводит к возникновению микрокристаллических сланцев с $\kappa = (0-15\,000) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. При этом развиваются породы с преимущественно высокой магнитной восприимчивостью, однако более низкой, чем у исходных пород. В амфиболитовой и гранулитовой фациях при региональном метаморфизме возникают гнейсы, амфиболиты и другие породы, обычно более магнитные, чем сланцы.

В процессе ультраметаморфизма породы могут повысить свою κ (например, при их гранитизации и в процессе кремнево-

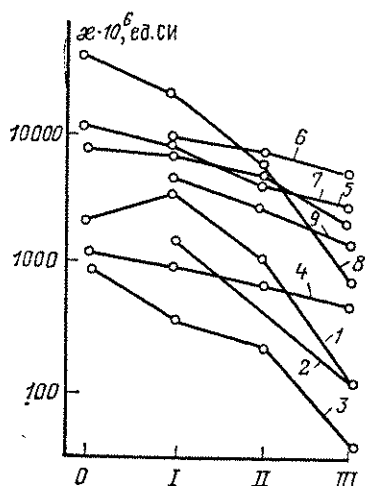


Рис. 129. Влияние на магнитную и восприимчивость метасоматических изменений пород (по А. А. Смелову). Процессы изменения: 1 — окварцевание порфиров; 2 — то же, туфов; 3 — кварц-серицитовые изменения порфиров и туфов; 4 — то же, фельзит-порфиров; 5 — серицитизация гранодиоритов; 6, 7 — хлоритизация гранодиоритов; 8 — эпидотизация порфиров; 9 — то же, кварцевых диоритов; 10 — увеличение степени изменения пород. Для построения отдельных графиков взято от 100 до 500 образцов

щелочного метасоматоза¹; в этом случае разлагаются железосодержащие силикаты и образуется, в частности, магнетит). Максимальные значения χ возникают в среднюю стадию гранитизации, а минимальные значения — в заключительную стадию, что объясняется выносом железа.

Динамометаморфизм и контактовый метаморфизм создают породы с нестабильной магнитной восприимчивостью, которая определяется как особенностями исходных пород, так и термобарическими условиями.

Автометаморфизм и гидротермально-метасоматические процессы являются причиной наиболее резкого изменения магнитных свойств пород, например, при серпентинизации, амфиболизации и др.

Грейзенизация, аргиллитизация, серицитизация и хлоритизация пород ведут к уменьшению их магнитной восприимчивости из-за перекристаллизации или выноса магнетита (титаномагнетита). Изменения χ в результате ряда метасоматических процессов хорошо прослеживаются на рис. 129.

Гипергенные преобразования по-разному изменяют магнитные свойства пород. Возможно понижение магнетизма пород вследствие перехода магнетита и титаномагнетита в гематит и другие минералы или за счет выноса ферримagnetиков.

§ 54. РУДЫ И ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ

Металлические руды. Значения магнитной восприимчивости металлических руд изменяются в еще более широких пределах, чем у других пород (0—10 ед. СИ). Наибольших значе-

¹ Метасоматоз — процесс, в котором один минерал горной породы заменяется другим в результате химической реакции ее твердой фазы с раствором.

ний (от $38 \cdot 10^{-2}$ до 10 ед. СИ) эта величина достигает у пород магнетитово-скарновой, магнезиоферритово-скарновой, титано-магнетитовой и железисто-кварцитовой формаций (см. табл. 14). Очень большие значения χ этих пород связаны с относительно высокой, важной для промышленной разработки, концентрацией рудных минералов (легко и сильно намагничивающихся ферри-магнетиков): магнетита, титаномагнетита, маггемита и магнезиоферрита.

Значения χ от небольших ($\sim 25 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) до очень высоких ($750\,000 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) в зависимости от содержания магнетита или пирротина встречаются у пород формаций оловоносных скарнов, габбро-перидотитовой и перидотит-пироксинитовой (сульфидные медно-никелевые руды) (см. табл. 14). При повышенных содержаниях магнетита и пирротина, магнетита и гематита или пирротина высокие значения χ [до $(10\,000 - 125\,000) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ] наблюдаются у касситерит-сульфидных, медно-порфировых и медно-колчеданных формаций. Однако у пород этих формаций при малых концентрациях ферритов или сульфоферритов магнитная восприимчивость может снижаться до $5 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) (см. табл. 14).

У пород бокситоносных, хромитовых, редкометалльно-кварцевых, вольфрамово-сульфидно-шеелитовых, колчеданно-полиметаллических, скарновых (полиметаллические руды) формаций χ изменяются от 0 до $>7000 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ в связи с разным содержанием соответственно магнетита, маггемита, гематита или пирротина. Значения χ остальных пара- и орторудных пород не превышают нескольких сотен и снижаются до меньших нескольких единиц 10^{-5} долей ед. СИ.

Анализируя данные, относящиеся к остаточной намагниченности и величине $Q = J_{Vn}/J_{Vi}$ (J_{Vn} и J_{Vi} — естественная остаточная и индуцированная намагниченности образцов пород), можно прийти к заключению о том, что в порядке убывания J_{Vn} и Q изученные руды можно расположить в следующий ряд: железные магматогенного и метаморфического происхождения ($Q = 0,1 \div 20$), полиметаллические (колчеданно-металлической формации) (0,1—9,0), оловянные (касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций) (0,5—7,0), вольфрамовые (скарново-сульфидно-шеелитовой формации) (0,5—7), золота (вольфрамово-сульфидно-скарновой формации) (0,3—0,7), сульфидные медно-никелевые (габбро-перидотитовой формации) (0,3—3,0), полиметаллические (скарновой формации) (0,1—3,0), железные экзогенные (0,2—1) и оловянные всех остальных формаций ($\leq 0,2$). Повышенная остаточная намагниченность характерна также для хромитовых руд и бокситов. У одних из перечисленных руд повышенная и высокая остаточная намагниченность связана с наличием в их составе магнетита и маггемита, у других — пирротина.

Неметаллические руды. Из неметаллических полезных ископаемых только асбестовые руды имеют разности от

очень слабо- до хорошо намагничивающихся в связи с повышенным содержанием в них магнетита. Гораздо ниже магнитная восприимчивость слюд, значения этой величины у них обычно не более $25 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, и чешуйчатого графита ($\kappa = (0 \div 60) \times 10^{-5}$ ед. СИ). Магнитная восприимчивость остальных неметаллических ископаемых (серы, кристаллического графита) около нуля или составляет $(1,25—12,5) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ (у флюорита), а магнитная восприимчивость поваренной соли и сильвина имеет даже отрицательные значения, изменяясь в пределах $[(-4) — -8] \cdot 10^{-5}$ ед СИ, диамагнитны также, по-видимому, и ископаемые угли, их магнитная восприимчивость по данным первых измерений достигает $(-9) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ.

Палеомагнетизм. Следует отметить, что современная остаточная намагниченность является результирующей создававшихся и исчезающих со временем остаточных намагниченностей пород. Ее изменения связаны с изменениями магнитного поля Земли и рядом других причин. Однако нередко вектор $\vec{J}_n$ можно представить себе геометрической суммой первоначальной естественной остаточной намагниченности $\vec{J}_{n0}$ и вторичной современной намагниченности $\vec{J}_{nh}$ с направлением существующего в настоящее время поля. Это позволяет изучать историю магнитного поля Земли. Есть и другие аспекты применения палеомагнитных исследований (региональные геологические исследования, геологическое картирование) [7].

§ 55. КЛАССИФИКАЦИЯ ПОРОД ПО МАГНИТНОЙ ВОСПРИИМЧИВОСТИ

Л. Д. Берсудский по значениям магнитной восприимчивости классифицирует горные породы на весьма слабомагнитные ($\kappa < 40 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ), очень слабомагнитные [$\kappa = (40 \div 125) \times 10^{-5}$ ед. СИ], слабомагнитные [$\kappa = (125 \div 1250) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ],

Таблица 15. Классификация пород по значениям их магнитной восприимчивости [7]

Группа	Характеристика пород по магнитной восприимчивости	Индекс группы	Интервалы значений для групп $\kappa \cdot 10^{-5}$, ед. СИ
I	Очень слабо намагничивающиеся	A	0—100
II	Слабо намагничивающиеся	B	100—300
III	Средне намагничивающиеся	B	300—700
IV	То же	Г	700—1500
V	Хорошо намагничивающиеся	Д	1500—3000
VI	То же	Е	3000—6000
VII	Сильно намагничивающиеся	Ж	6000—12 000
VIII	То же	З	12 000—20 000
IX	Очень сильно намагничивающиеся	И	20 000—40 000
X	То же	К	>40 000

магнитные [$\kappa = (1250 \div 6000) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ] и сильномагнитные ($\kappa > 6000 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ).

Во Всесоюзном научно-исследовательском геологическом институте предлагают [7] разделять породы при их картировании на следующие десять групп по значениям их κ (табл. 15).

§ 56. СВЯЗИ МАГНИТНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК С ДРУГИМИ ВЕЛИЧИНАМИ

Между магнитными и другими петрофизическими или петрохимическими величинами аналитически и экспериментально выявлены следующие прямые и обратные связи. Аналитически доказана для однородных однофазных двухкомпонентных пород (например, пород, включающих практически только твердую фазу и состоящих из ферро- и диамагнитных минералов) прямая связь между магнитной восприимчивостью κ и содержанием $k_{\text{фм}}$ ферро- или ферримагнитных минералов.

Задача определения средней магнитной проницаемости $\mu_{\text{ср}}$, а следовательно, и магнитной восприимчивости

$$\kappa_{\text{ср}} = \mu_{\text{ср}} - 1. \quad (79)$$

рассматриваемой породы в зависимости от содержания ферромагнитного минерала имеет, например, такое решение [2]:

$$\mu_{\text{ср}} = \frac{\mu_2 (1 + 2V_0) + 2\mu_1 (1 - V_0)}{\mu_2 (1 - V_0) + \mu_1 (2 + V_0)}. \quad (80)$$

Здесь μ_2 — магнитная проницаемость сферических зерен n одинакового радиуса r_0 занимающих объем $V_0 = 4\pi n r_0^3 / 3$ в единице объема породы; μ_1 — магнитная проницаемость второго компонента, находящегося между сферами.

Средняя магнитная восприимчивость пород, состоящих из минералов с различной магнитной восприимчивостью и находящихся в неодинаковом соотношении, может быть также рассчитана по уравнению [7]

$$\kappa_{\text{ср}} = f(\kappa_{\text{пм}}, V_{\text{пм}}) + f(\kappa_{\text{фм1}}, V_{\text{фм1}}) + f(\kappa_{\text{фм2}}, V_{\text{фм2}}), \quad (81)$$

где $\kappa_{\text{пм}}$ и $V_{\text{пм}}$ — соответственно восприимчивость и объемное содержание диа- и парамагнитных минералов; $\kappa_{\text{фм1}}$, $V_{\text{фм1}}$ — то же, рассеянных ферримагнитных микрочастиц при концентрации, меньшей 0,01—0,1%; $\kappa_{\text{фм2}}$, $V_{\text{фм2}}$ — то же, ферримагнитных минералов при концентрациях более 0,01—0,1%. Принимая во внимание слабое магнитное взаимодействие между диа-, пара- и рассеянными микрочастицами ферримагнитных минералов, можно допустить, что их магнетизм можно определить по произведению восприимчивости на концентрацию, т. е.

$$f(\kappa_{\text{пм}}, V_{\text{пм}}) = \sum_1^n \kappa_{\text{пм}} V_{\text{пм}} / \sum_1^n (\kappa_{\text{фм1}} V_{\text{фм1}}) = \sum_1^n \kappa_{\text{фм1}} V_{\text{фм1}}. \quad (82)$$

Уравнение, оценивающее среднюю магнитную восприимчивость с учетом магнитного взаимодействия ферримagnetиков при обычной для магматических пород концентрации, по А. К. Вейнбергу имеет вид

$$\kappa_{\text{ср}} = \sum_1^n \kappa_{\text{пм}} V_{\text{пм}} + \sum_1^n \kappa_{\text{фм1}} V_{\text{фм1}} + \frac{\kappa_{\text{фм2}}}{1 + \frac{4}{3} \pi \kappa_{\text{фм2}}} V_{\text{фм2}}. \quad (83)$$

Уравнение применимо при идиоморфном¹ включении ферримagnetиков, которое обычно для магматических пород. Если включение ферримagnetиков имеет ксеноформный² характер, то знаменатель последнего члена уравнения (83) преобразуется к виду $\sqrt[3]{1 + 4\pi\kappa_{\text{фм2}}}$.

Для пород, в составе которых находятся ферри- и парамагнитные минералы, формула (83) приобретает следующий вид:

$$\kappa_{\text{ср}} = \kappa_{\text{пм1}} V_{\text{пм1}} + \kappa_{\text{пм2}} V_{\text{пм2}} + \dots + \kappa_{\text{фм1}} V_{\text{фм1}},$$

где $\kappa_{\text{пм1}}$ и $\kappa_{\text{пм2}}$ — магнитные восприимчивости различных диа- и парамагнитных минералов; $V_{\text{пм1}}$ и $V_{\text{пм2}}$ — их объемное содержание.

Так как последний правый член формулы (83) намного больше ее других правых членов, то при идиоморфных включениях ферримagnetиков

$$\kappa_{\text{ср}} \approx \left[\kappa_{\text{фм2}} / \left(1 + \frac{4}{3} \pi \kappa_{\text{фм2}} \right) \right].$$

С помощью опытов К. Пуциха и других исследователей установлена тесная связь между магнитной восприимчивостью и содержанием магнетита для моделей пород однородной структуры в полях большой напряженности. Однако эта зависимость не подтверждается при исследовании магнитной восприимчивости многих пород.

Магнитные свойства горных пород определяются не только содержанием магнетитовых и титаномagnetитовых зерен, но и размерами, формой, расположением в этой среде последних. Кроме того, на магнитные свойства пород существенно влияет присутствие других легко намагничивающихся минералов, например маггемита, пирротина, а иногда и слабомагнитных разностей авгита, биотита, роговой обманки, хромита.

При этом прямо пропорциональная зависимость магнитной восприимчивости от содержания ферромагнитных минералов получается лишь для серии образцов из вполне определенных и незначительных по объему областей интрузивных тел, жил и других геологических образований, возникших в конкретных ус-

¹ Идиоморфный — обладающий собственными кристаллографическими очертаниями, не зависящими от соседних кристаллических зерен.

² Ксеноформные минералы — минералы, образовавшиеся позднее соседних и поэтому получившие не свойственную им форму.

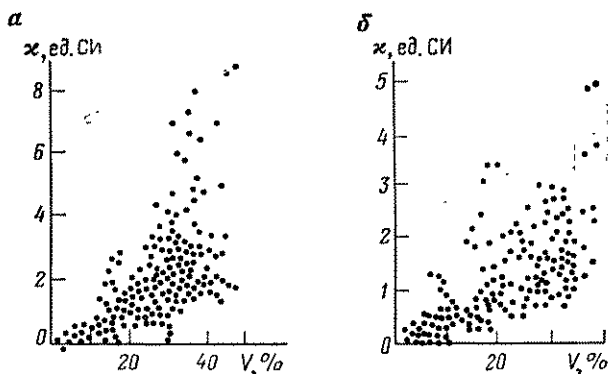


Рис. 130. Значения магнитной κ восприимчивости железистых кварцитов Украинской железорудной провинции (а) и КМА (б) в зависимости от объемного содержания V магнетита (по В. Н. Завойскому и З. Л. Крутиховской)

ловиях и содержащих только один из общего числа ферромагнетиков. Убедительным примером такой обычно нетесной связи является зависимость $\kappa = f(V)$ для железистых кварцитов (рис. 130). На рис. 131 и 132 приведены зависимости $\kappa_{\text{ср}}$ от V_0 , построенные по данным А. В. Вешева, который вычислил значения $\kappa_{\text{ср}}$ для двух вероятных типов структурно-текстурных обособлений магнетита в сопоставлении с экспериментальными данными.

Из рис. 131 и 132 видно, что расчетные значения $\kappa_{\text{ср}}$ удовлетворительно согласуются с экспериментальными данными. Однако при одном и том же содержании магнетита, но различном расположении его включений в породе можно получить значения магнитной восприимчивости пород, отличающиеся почти на порядок (см. рис. 132).

Разброс точек на экспериментальной зависимости объясняется и различной природой ферромагнетиков. Образцы пород с пирротиновой и титаномagnetитовой минерализациями имеют более низкую κ , чем образцы, содержащие магнетит, магнитная восприимчивость которого также изменяется в широких пределах. Кроме того, формула (80) вполне справедлива только при содержании ферромагнетиков больше 5%. Это же подтверждается зависимостью $\kappa = f(k_{\text{фм}})$, полученной для магматических пород (рис. 133).

Начиная с содержания $k_{\text{фм}}$ ферромагнетиков 0,01% (массовых) магнитная восприимчивость интрузивных магматических пород определяется в основном значением этой величины; при меньших значениях $k_{\text{фм}}$ прямой связи между ними и κ нет (см. рис. 133). Это объясняют влиянием на величину κ при значении $k_{\text{фм}} < 0,01\%$ магнитной восприимчивости параферромагнитных минералов. Экспериментальные значения усредняются в пределах значений $k_{\text{фм}} = 0,01 \div > 10$.

$\chi_{\text{ср}}$, ед. СИ

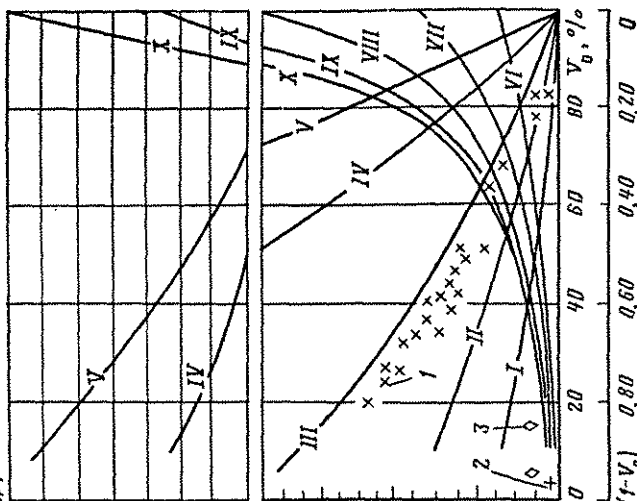


Рис. 132. Зависимости средней магнитной $\chi_{\text{ср}}$ восприимчивости от содержания V_0 в породах зерен минералов (составлены В. Н. Кобрановой).

I—V — теоретические кривые, рассчитанные по формулам (85) и (84) при $\chi_1=3,88$, $\chi_2=17,6$, $47,7$; $94,2$ ед. СИ; V/(—X — то же, но при $\chi_2=3,98$, $9,5$; $18,7$, $49,0$ и $\chi_1=0$, $\chi_2=0$); 2 — образцы керны месторождения Пьерберг (по А. В. Веллеу); 3 — нефелин-базальты (по Ф. Беру, Д. Шеру, Г. Спайсеру); 3 — диабазы (по Н. Н. Спиродовичу); V_0 — содержание зерен; (I—V) — содержание заполняющего минерала

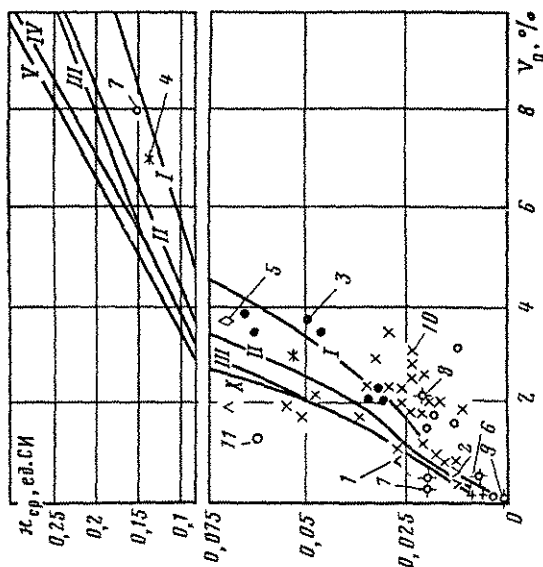


Рис. 131. Зависимости средней магнитной $\chi_{\text{ср}}$ восприимчивости от содержания V_0 в породах ферромагнитных минералов (составлены В. Н. Кобрановой).

I—V — кривые рассчитаны по формулам (85) и (84) при магнитной восприимчивости включений $\chi_1=3,88$, $8,8$; $17,6$; $47,7$; $94,2$ ед. СИ и магнитной восприимчивости заполняющего минерала $\chi_2=0$, $\chi_1=0$; I — гранодиориты, 2 — кварцевые диориты; 3 — андезиты; 4, 5 — габбро-диабазы (по данным различных авторов); 6 — габбро; 7 — габбро метаморфизованное; 8 — габбро-норит; 9 — гиперстеновые габбро-амфиболиты; 10 — базальты; 11 — пироксениты

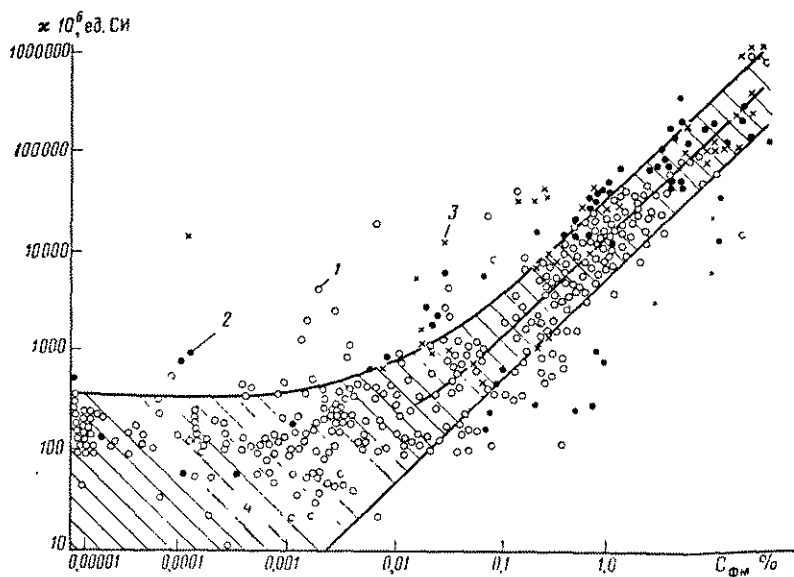


Рис. 133. Зависимость магнитной восприимчивости χ от содержания $C_{\text{фм}}$ ферромагнитных включений в интрузивных породах (по данным лабораторных исследований Н. Б. Дортман и В. В. Ляховича и теоретическим расчетам А. К. Вейнберга).

1 — гранитоиды; 2 — диориты и габбро; 3 — гипербазиты; 4 — поле корреляции по теоретическим расчетам

Выявлены также достаточно тесные и хорошо выдерживающиеся прямые связи между: 1) χ и FeO_x (содержание окиси железа в концентрате); 2) магнитной восприимчивостью и отношением $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ для пород с ферримангнитными минералами и пород с ферри- и парамагнитными минералами; 3) магнитной восприимчивостью и содержанием сульфидов [7]; 4) магнитной восприимчивостью и плотностью; 5) отношением J_{Vs}/J_{Vrs} и коэрцитивной силой H_c ; 6) естественной остаточной намагниченностью J_{Vn} и содержанием магнетита и обратные между: 1) магнитной восприимчивостью и содержанием окиси хрома [7]; 2) магнитной восприимчивостью и коэффициентом пористости.

§ 57. ЗАВИСИМОСТИ ХАРАКТЕРИСТИК НАМАГНИЧЕННОСТИ ОТ ДАВЛЕНИЯ, ТЕМПЕРАТУРЫ, ГЛУБИНЫ ЗАЛЕГАНИЯ ПОРОД

Магнитная восприимчивость, определенная в направлении, параллельном одностороннему сжатию, обычно уменьшается с его ростом. Восприимчивость, измеренная перпендикулярно к сжатию, у ряда образцов вначале увеличивается резко, чем впоследствии, и в дальнейшем сжатие не влияет на значения χ . Есть образцы, у которых наблюдается незначительное уменьшение χ

при сжатии. Отрицательные изменения κ при сжатии объясняются присутствием в породах магнетита.

Различие в характере изменения магнитной восприимчивости пород с их сжатием, вероятно, определяется неодинаковой упругостью минералов, вмещающих ферромагнетики, а также величиной, формой и взаимным расположением зерен последних.

Исследование влияния всестороннего давления (800 МПа) на устойчивость изотермической J_{vr} , идеальной J_{vri} и термоостаточной J_{vrt} намагниченности габбро-диабазов, щелочных гранитов, кварцевых диоритов и плагиогнейсов показало, что вне зависимости от типа пород и состава их ферримангнитных минералов значения J_{vr} уменьшаются под действием давления почти на 85% в условиях опыта [7], причем 60% этого изменения приходится на интервал давлений 0—200 МПа. С ростом поля роль давления уменьшается. Относительное изменение термоостаточной намагниченности J_{vrt} не более 15%. Устойчивость к размагничиванию J_{vri} имеет промежуточное значение. Таким образом, наиболее устойчива к давлению J_{vri} и наименее — J_{vr} .

При нагревании магматических пород, содержащих устойчивый к последнему ферримангнитный минерал (например, магнетит), их магнитная восприимчивость сперва возрастает, а затем падает до значений, близких к нулю, при температурах, достигающих точки Кюри, и при повторных нагреваниях кривые $\kappa = f(t)$ могут совпадать с первоначальными (см. рис. 128). Если ферримангнетик неустойчив к нагреванию, то породе при тех же условиях соответствует аналогичный вид кривой $\kappa = f(t)$, который, однако, не сохраняется при повторных нагреваниях в связи с изменением состава ферримангнетиков (например, титаномагнетитов) (см. рис. 128, б). Породы, в составе которых находятся два и более ферри- или ферромагнетика (например, магнетит и титаномагнетит или магнетит и пирротин), характеризуются более сложными по форме кривыми $\kappa = f(t)$ (см. рис. 128, в), объясняющимися двумя или более точками Кюри ферримангнетиков. Эти кривые могут быть также обратимы (если ферримангнетики устойчивы к нагреванию) и необратимы (один или оба ферримангнетика неустойчивы к нагреванию) (см. рис. 128, г).

При повышении температуры до 200—300 °С снижается не только магнитная восприимчивость, но и намагниченность изотермическая, идеальная, вязкая и др. При нагреве пород до точки Кюри термоостаточная намагниченность, возникшая при остывании пород в поле H , теряется. Уменьшается с ростом температуры и коэрцитивная сила.

§ 58. РЕГИОНАЛЬНОЕ ИЗМЕНЕНИЕ МАГНИТНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ПЛАТФОРМ И ПРОГИБОВ

На значения магнитных характеристик осадочного чехла платформ и прогибов сильно влияют химические и термобарические

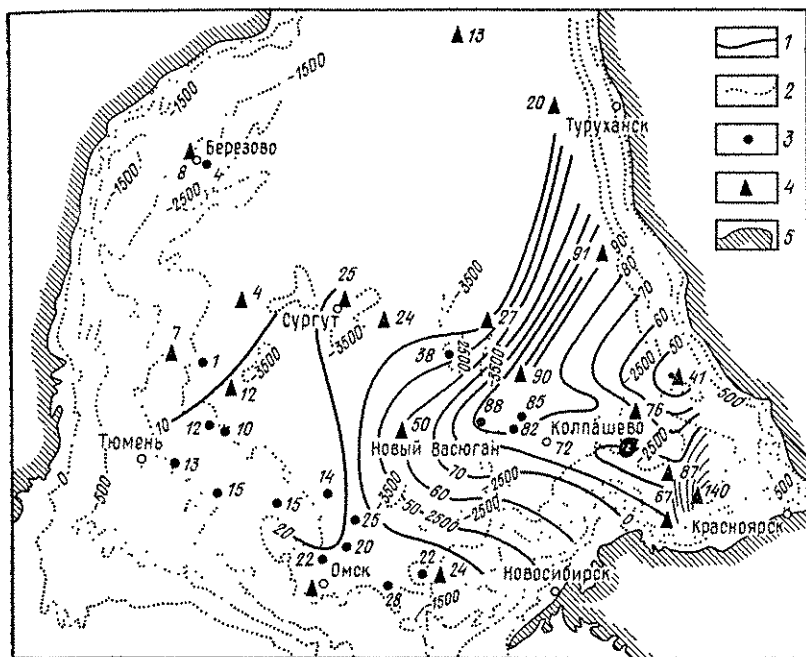


Рис. 134. Схематическая карта равных значений магнитной восприимчивости готерив-баррема Западно-Сибирской плиты (по Н. А. Туезовой).

1 — изолинии магнитной восприимчивости; 2 — изогипсы по кровле мезо-кайнозойских отложений; 3 — опорные скважины; 5 — палеозойское обрамление

условия возникновения и жизни осадочных пород. Закономерное изменение значений магнитной восприимчивости установлено, например, для осадочных отложений Западно-Сибирской плиты [43]. На востоке в некоторых районах этой территории обнаружены в песчано-глинистых разрезах илекской свиты нижнего мела (или киялинской свиты готерив-баррема) на фоне $\kappa = (25 \div 30) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ значения этой величины, достигающие 200×10^{-5} ед. СИ, их объясняют ожелезнением разрезов — здесь зерна пород облекает тонкая пленка гидроокиси железа. В этих же разрезах итатская свита юры выделяется низкими значениями $\kappa = (0 \div 6,5) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ в связи с присутствием здесь пропластков угля. В разрезах центральной части Западно-Сибирской плиты чаще всего встречаются $\kappa = (12,5 \div 19) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, среди них выделяются максимальные значения $\kappa = (30 \div 38) \times 10^{-5}$ ед. СИ, соответствующие киялинской свите, на северных площадях более значительную κ имеют отложения тарской и куломзинской свит. Самые малые значения κ относятся к породам люлиноворской, ипатовской, славгородской свит, сложен-

ным опоками и опокovidными глинами, и кроме того, к марьячовской свите, представленной битуминозными аргиллитами.

Отложения мезо-кайнозоя Западно-Сибирской плиты по значениям χ можно разделить на участки: 1) с максимальными значениями χ (восточный район); 2) с меньшими изменениями χ по глубине (центральный район) и 3) с χ , обычно не превышающей 10л ед. СИ (западный район); отложения мезо-кайнозоя практически не дифференцируются по значениям этой величины.

На схематических картах равных значений χ , построенных для отложений апт-альб-сеномана и юры, практически не наблюдается магнитных аномалий. Максимальные χ , мало отличающиеся от остальных, относятся к Нарыму и Парабели, а минимальные установлены на западе плиты. На картах равной магнитной восприимчивости пород нижнего мела (рис. 134) на востоке обнаружены два определенно направленных максимума магнитной восприимчивости с $\chi_{\max} = 175 \cdot 10^{-5}$ и $113 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, а на западе $\chi = (12,5 \div 25) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ [43].

Эти закономерности в распределении χ позволяют судить об источниках и направлении сноса обломочного материала при образовании отложений нижнего мела [43].

§ 59. НАМАГНИЧЕННОСТЬ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

Согласно сведениям о χ различных по возрасту складчатых сооружений установлена идентичность распределения ее значений для ряда формаций.

Для геосинклинального этапа выделены следующие петрофизические группы формаций [7]: 1) гипербазитовая габбро-перидотитовая и дунит-пироксенит-габбровая формации; они характерны для крупных геосинклинальных зон и прогибов, являются образованиями глубинных мантийных слоев; 2) анортозитовая (приурочена к архейским и раннепротерозойским образованиям мантийных магм); 3) габбро-диабазовая (габбро-диорит-диабазовая и габбро-плагиогранитовая, спилит-диабазовая, базальтовых и андезитовых порфиритов формации, развивающиеся на ранней стадии геосинклинального этапа и приуроченные к геосинклинальным зонам, прогибам, глубинным разломам, образования мантийных магм на глубине 100—150 км); 4) диорит-плагиогранитовая и магматит-плагиогранитовая (образования мантийных магм андезито-базальтового состава); 5) диорит-андезитовая (габбро-диорит-гранодиоритовая, андезитовая, андезит-дацитовая и андезит-порфиритовая формации, продукт мантийных магм андезит-базальтового состава, меньшей глубины образования, чем магмы габброидной группы), группа широко распространена во многих складчатых областях; 6) гранодиоритовая ферромагнитная (представлена субформацией гранит-грано-

диоритовой, к этой группе принадлежат также андезитодацитовые массивы, образования ниже коровых магм); 7) мигматит-гранитовая; 8) гранит-липаритовая парамагнитная (гранитовая, липаритовая формации и субформации гранитоидов и эффузивов в основном кислого состава, слагающие крупные блоки, батолитоподобные массивы, покровы, продукт верхнекоровых магм); 9) гранит-липаритовая ферромагнитная и граносиенитовые (гранит-лейкогранитовая, гранит-граносиенитовая формации и субформации гранитоидов и эффузивов кислого и умеренно кислого составов, образования верхнекоровых магм, породы щелочные); 10) базальтоидная и базальтовая (базальт-липаритовая, андезит-базальтовая, трахибазальтовая и базальтовая формации, продукты мантийных магм).

Породам 1-, 2-, 4- и 8-й групп соответствует слабая намагниченность. У пород 1-й группы $\kappa = (25 \div 400) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, и практически все их железо входит в состав темноцветных минералов. Если же массивы гипербазитов серпентинизированны, то κ возрастает до 0,5 ед. СИ и более. Породы 3-, 5-, 6-, 7-, 9 и 10-й групп обычно высоко намагничены. Широкие пределы изменения значений κ у габбро (3-я группа) объясняются неодинаковым содержанием и составом ферро- или ферримagnetиков этих пород. Иногда κ габбро не превышает $125 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ в связи с особыми условиями их образования. Амфиболизация и другие автометасоматические изменения способствуют понижению магнитной восприимчивости пород.

Для внегеосинклинального этапа развития выявлено семь групп формаций: 1) гранодиорит-дацит-андезитовая ферромагнитная; 2) гранит-липаритовая парамагнитная (образования верхнекоровых магм); 3) лейкогранит-липаритовая ферромагнитная; 4) граносиенит-трахитоидная (образования нижнекоровых магм); 5) щелочная (продукт нижнекоровых магм); 6) базальтоидная; 7) базальтовая (продукты мантийных магм). Для платформенного: 1) трапповая, по своим особенностям близкая к 10-й группе геосинклинального этапа; 2) щелочно-ультраосновная (продукт мантийных глубоких магм).

Для всех этих групп формаций, за исключением 2-й группы, характерна высокая намагниченность пород; она особенно значительна для щелочной группы. Породы 2-й группы характеризуются слабой намагниченностью пород, обычной для 8-й группы.

Периодическое изменение намагниченности магматических пород групп формаций связано с периодическим изменением термобарических условий их образования [7]. Высокая намагниченность характерна для пород, являющихся продуктом глубинных мантийных магм, она меньше для пород мантийных и нижнекоровых магм. Самую малую намагниченность имеют породы, которые появляются в результате расплавления верхних горизонтов коры. В дальнейшем опять возникают нижнекоровые магмы и породы, создающиеся из них, все они сильно намагничены.

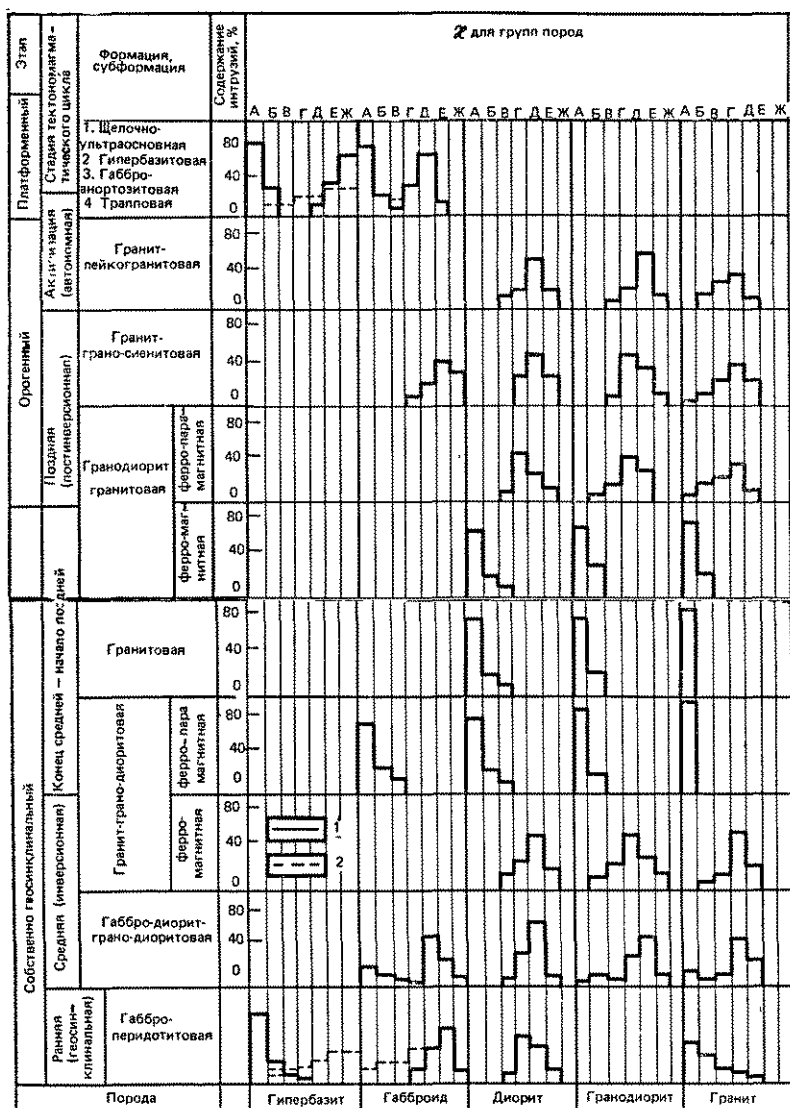


Рис. 135. Магнитная и восприимчивость типичных интрузивных формаций различных стадий тектономагматического цикла (по Н. Б. Дортман). Значения χ (в $1,26 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) для групп: А — 0—100; Б — 100—300; В — 300—700; Г — 700—1500; Д — 1500—3000; Е — 3000—6000; Ж — 6000—12 000, 1 — породы неизмененные; 2 — серпентинизированные и амфиболитизированные породы (по Н. Б. Дортман)

Возникновение ферромагнитных субформаций и формаций связано с более высокими давлением и температурой, поэтому их относят к нижнекоровым более основным магмам, а парамагнитных — к верхнекоровым.

Существенно изменяется намагниченность раннестадийных интрузивных формаций под воздействием процессов автометаморфизма и регионального метаморфизма, протекающих благодаря изменению термобарических условий. Изменение магнитной восприимчивости пород различного состава, возникших в разных условиях, показано на рис. 135.

§ 60. РЕГИОНАЛЬНОЕ ИЗМЕНЕНИЕ СОСТАВА И МАГНИТНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ЩИТОВ И СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Выявлены также определенные закономерности распределения характеристик намагниченности щитов и складчатых областей [7].

Наиболее разнообразен по характеристикам намагниченности отдельных мегаблоков Балтийский щит. Украинский, Анабарский и Алданский щиты имеют характеристики намагниченности, соответствующие определенному мегаблоку Балтийского щита.

Южная, большая часть исследованной территории Балтийского щита характеризуется в основном наличием слабомагнитных пород. Это не свойственно его северной части, а также большей части Украинского массива и Анабарского щита. Они имеют непостоянную, но обычно более высокую намагниченность пород. Для восточной и западной частей Алданского щита установлены породы, содержащие ферро- и парамагнитные минералы, тогда как в его центральной части преимущественно развиты породы с ферро- и ферримагнитными минералами. Кроме того, установлено, что слабо намагниченные образования характерны для антиклинорных зон, а породы с неодинаковой, но в основном ферримагнитной минерализацией обычны для крупных синклинорных структур. Эта закономерность выявляется достаточно ясно далеко не всегда, так как на характеристики намагниченности пород определенное влияние оказывают процессы метаморфизма и гранитизации.

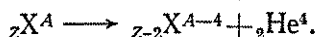
Характеристики намагниченности пород древних одновозрастных серий и формаций близки для различных щитов и массивов.

В складчатых областях и зонах тектонической активности намагниченность пород находится в связи с простираем основных их структурных элементов и определяется приуроченностью к ним определенных магматических формаций и фаций регионального метаморфизма. Характеристика этих закономерностей приводится в работе [7].

Радиоактивность — свойство веществ создавать радиоактивное излучение в связи с самопроизвольной перестройкой ядер их радиоактивных элементов. При этом выделяется энергия и возникают более устойчивые или новые радиоактивные элементы. Ядра последних снова распадаются, и так продолжается до возникновения устойчивого изотопа.

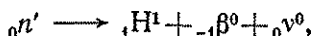
Типы распадов

Альфа-распад с выбросом из ядер α -частиц (${}_2\text{He}^4$) и образованием ядер новых элементов (${}_{Z-2}\text{X}^{A-4}$) по схеме

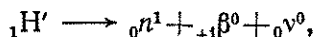


В этой формуле X — элемент с относительной атомной массой A и номером Z.

Бета-распад, при котором в ядре происходит либо превращение нейтрона ${}_0n^1$ в протон ${}_1\text{H}^1$ по схеме:



причем образовавшиеся электрон ${}_{-1}\beta^0$ и нейтрино ${}_0\nu^0$ выбрасываются из ядра и возникает новый элемент с атомным номером, на единицу большим, чем у исходного, либо наблюдается превращение протона ${}_1\text{H}^1$ в нейтрон по схеме:



в этом случае появляются позитрон (${}_{+1}\beta^0$) и нейтрино и возникает новый элемент с атомным номером, на единицу меньшим, чем у исходного. К β -распаду относится также электронный захват, при котором ядром поглощается электрон с орбиты K (реже с орбиты L) и возникает элемент с атомным номером, на единицу меньшим, чем у исходного.

Изомерный переход с гамма-излучением, приводящий к изменению энергетического уровня ядра.

Деление ядер на части.

Радиоактивные частицы и взаимодействие их с веществами

Альфа-частицы (α -частицы) ядра гелия имеют заряд, равный 2, массу $6,6947 \cdot 10^{-27}$ кг, начальную скорость $(1,42—2,054) \times 10^7$ м/с (в зависимости от типа распадающегося элемента) и первоначальную энергию $(3,20—12,82) \cdot 10^{-13}$ Дж (2 до 8 МэВ). Они обладают высокой ионизирующей способностью (α -частица

создает в воздухе до 200 000 пар ионов) и имеют незначительный и прямолинейный пробег $R_{\text{ср}}$ в веществе от 19,1 мкм (уранинит) до 42,7 мкм (барит). В процессе ионизации атомов α -частица теряет энергию и в конце пробега поглощает два электрона, превращаясь в атом гелия.

Взаимодействие α -частиц с веществом приводит к возникновению вторичных электронов, характеризующихся небольшим пробегом (в воздухе до 0,5 мм), и рентгеновских лучей.

Наряду с α -частицами возникают атомы отдачи — поток атомов, ядра которых потеряли α -частицы. Эти атомы обладают сравнительно небольшой способностью к ионизации окружающей среды.

Бета-лучи (β -лучи) — поток электронов (позитронов)¹ с массой $m = 9,109 \cdot 10^{-31}$ кг или 0,00054 атомной единицы массы, зарядом, равным одному элементарному заряду или $1,602 \times 10^{-19}$ Кл.

Характерным для β -излучения является непрерывность распределения энергий и скоростей от нулевых до максимальных, близких к скорости света (300 км/с). В связи с неодинаковой энергией длина пробега отдельных частиц различна. Однако в среднем она значительно больше, чем длина пробега α -частиц.

Вероятность рассеяния β -частиц атомным ядром пропорциональна квадрату заряда ядра, а электронной оболочкой — его первой степени. Вследствие этого у средних и тяжелых элементов β -частицы рассеиваются в основном ядрами атомов, а у водорода — как электронной оболочкой, так и ядрами. Чем больше энергия β -частиц, тем слабее рассеяние.

Длина пробега β -частиц в породах, содержащих ряд β -излучателей, характеризуется длиной пробега β -частиц с максимальной проникающей способностью. Ионизирующая способность β -частиц слабее, чем α -частиц. В воздухе одна β -частица образует 50 пар ионов на 0,01 м.

Гамма-лучи (γ -лучи) представляют собой ультракороткое электромагнитное излучение с длиной волны от 0,1 нм и меньше. Гамма-лучи возникают при естественных и искусственных превращениях ядер, а также при торможении и распаде заряженных частиц и аннигиляции пар. Гамма-лучи, наблюдающиеся при распаде естественно радиоактивных элементов, характеризуются:

1) длиной волны λ (в м) от сотых долей единиц X^2 (для жесткого γ -излучения) до X и более (для мягкого γ -излучения).

2) массой кванта

$$m = h\nu/c^2 = h/c\lambda = 2,21 \cdot 10^{-40}/\lambda,$$

где h — постоянная Планка, равная $6,62 \cdot 10^{-34}$ Дж·с; c — скорость света в м/с; ν — частота испускания γ -квантов;

3) энергией $E_\gamma = h\nu$, изменяющейся в пределах $(0,08—4,81) \times$

¹ β -лучи также обозначаются символически $-1e^0$, $+1e^0$ или $-1\beta^0$ и $+1\beta^0$.

² Единица $X = 10^{-13}$ м.

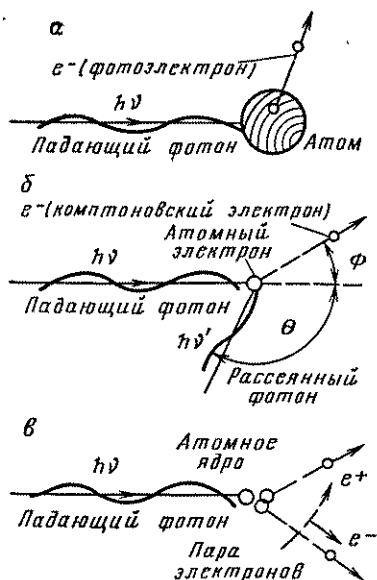


Рис. 136. Взаимодействие γ -излучения с веществом.

a — фотоэффект; b — комптоновский эффект; v — процесс образования электрон-позитронных пар

ней конверсии (для некоторых радиоактивных элементов), 2) фотоэффекта; 3) комптоновского эффекта, 4) образования пар. Причем ослабление γ -излучения в веществе породы приближенно (в широком пучке) описывается формулой $I = I_0 e^{-\mu x}$, где I_0 , I — интенсивность исходного γ -излучения и после прохождения слоя породы толщиной x ; μ — суммарный коэффициент ослабления, состоящий из коэффициентов ослабления γ -излучения, учитывающих фотоэффект (τ), комптоновский эффект (σ) и процесс образования пар (κ): $\mu = \tau + \sigma + \kappa$.

При внутренней конверсии, характерной для пород, содержащих тяжелые ядра, γ -кванты поглощаются электронной оболочкой того же атома с излучением электронов. При фотоэффекте (рис. 136) γ -лучи взаимодействуют с электронной оболочкой другого атома. Возникающий фотоэлектрон уносит часть энергии γ -излучения; $E_\beta = h\nu - E_0$, где E_0 — энергия связи электрона в атоме. Процесс вероятен при E_γ не более 0,5 МэВ.

В результате фотоэффекта также возникает рентгеновское излучение. Направление рассеяния фотоэлектрона зависит от энергии γ -излучения. Жесткое¹ γ -излучение создает фотоэлек-

$\times 10^{-13}$ Дж (0,05 до 3 МэВ); также $E_\gamma = 1238/\lambda$, где λ выражено в единицах $\text{\AA}$.

Следует отметить, что: а) максимальная энергия γ -лучей, наблюдающаяся при распаде естественных β -излучателей, около $4,17 \cdot 10^{-13}$ Дж (2,6 МэВ); при переходе ядер из одного возбужденного состояния в другое энергия не превышает $0,80 \cdot 10^{-13}$ Дж (0,5 МэВ); б) γ -кванты чаще всего испускаются несколькими группами с определенной энергией каждой группы квантов.

Проникающая способность γ -квантов значительно больше проникающей способности β -частиц, потому что γ -частица не несет зарядов (нет взаимодействия с электрическим полем других заряженных частиц) и ее масса меньше, чем у α - и β -частиц.

Гамма-излучение ослабляется в породах из-за: 1) внутрен-

¹ Энергия γ -излучения природных радиоактивных элементов изменяется от 0,05 до 3 МэВ; жесткое γ -излучение обладает большой, а мягкое малой энергией γ -излучения.

троны с направлением, совпадающим с γ -излучением. Мягкое γ -излучение способствует образованию вторичного β -излучения с направлением, главным образом перпендикулярным к направлению первичных лучей.

Ослабление интенсивности γ -излучения за счет фотоэффекта описывается дифференциальным уравнением

$$-dI = \tau I dx,$$

где dx — толщина слоя породы; τ — полный коэффициент поглощения за счет фотоэффекта.

Величина коэффициента

$$\tau = a \left(\frac{1}{h\nu} \right)^{2/3} Z^4 \frac{\delta_n N_A}{A},$$

где a — постоянная величина; Z — порядковый номер элемента; δ_n — плотность поглощающей породы; N_A — постоянная Авогадро; A — относительная атомная масса.

Вследствие пропорциональности τ четвертой степени Z и обратно степенной зависимости от $h\nu$ фотоэффект особенно интенсивен в породах, содержащих тяжелые элементы, и при облучении пород фотонами незначительной энергии.

При комптоновском эффекте γ -излучение взаимодействует с электроном, передавая ему часть энергии, и затем распространяется в горной породе (см. рис. 136, б) с изменением первоначального направления. Этот процесс возможен при всех энергиях γ -квантов и является основным при 0,2—3,0 МэВ.

Коэффициент ослабления γ -излучения за счет комптоновского эффекта

$$\sigma = \sigma_e \delta_n N_A Z/A,$$

где σ_e — коэффициент ослабления, рассчитанный на один электрон; $\delta_n N_A Z/A$ — число электронов в единице объема породы; так как Z/A примерно постоянно для всех элементов, то σ пропорционально плотности вещества.

Процесс образования электрон-позитронных пар, возникающих из фотона в поле ядер атома, наиболее вероятен для пород, содержащих тяжелые атомы (например, свинец), облучаемых жесткими γ -лучами, с энергией не менее 1,02 мэВ (см. рис. 136, в). Ослабление γ -излучения за счет этого определяется коэффициентом κ .

Закон радиоактивного распада

Радиоактивный распад протекает со следующими скоростями, установленными экспериментально. За время $T_{1/2}$, называемое периодом полураспада, распадается 50% от числа радиоактивных атомов вещества. Это приводит к уменьшению интенсивности радиоактивного излучения на 50%. За время $2T_{1/2}$ распадается 50% от оставшегося ко времени $T_{1/2}$ числа нераспавшихся атомов и интенсивность излучения также уменьшается

вдвое и т. д. Число dN распадающихся за время dt атомов пропорционально dt и числу N нераспавшихся атомов к данному моменту времени t . Поэтому $dN = -\lambda N dt$ или $dN/N = -\lambda dt$. Интегрированием найдем закон распада:

$$N = N_0 e^{-\lambda t},$$

где N_0 — число атомов в начальный момент времени $t=0$.

Коэффициент пропорциональности λ называется постоянной распада:

$$\lambda = \frac{\ln (N_0/N)}{t}. \quad (84)$$

Таким образом, постоянная распада определяется долей атомов, распавшихся за единицу времени.

Полагая в формуле (84) $t = T_{1/2}$ и $N = N_0/2$, получим

$$T_{1/2} = \ln 2 / \lambda = 0,693 / \lambda.$$

Радиоактивность, единицы ее измерения и концентрации радиоактивных элементов

Распад ядер радионуклидов¹ (радиоактивных веществ) породы характеризует ее активность A . Активность — величина, определяющая число распадов в радиоактивном компоненте породы в единицу времени. Единицей измерения (радио) активности является беккерель ($\text{Бк} = \text{с}^{-1} = \text{расп./с}$), он соответствует активности вещества (в частности, радиоактивности породы), у которого за время в 1 с происходит 1 распад $1 \text{ Бк} = 0,27 \cdot 10^{10} \text{ Ки}$ (Ки — внесистемная единица радиоактивности — количество любого радиоактивного изотопа, в котором происходит $3,7 \cdot 10^{10}$ распадов в 1 с, столько же, сколько в 1 г Ra), $1 \text{ Ки} = 3,7 \cdot 10^{10} \text{ Бк}$. Радиоактивность пород характеризуют и такие величины, как: удельная массовая активность — Бк/кг , удельная объемная активность — Бк/м^3 и поверхностная активность — Бк/м^2 .

Гамма-активность пород до сих пор характеризуют и при помощи внесистемной величины — радиевого гамма-эквивалента с единицей измерения миллиграмм-эквивалент Ra (мг-экв Ra); 1 мг-экв Ra — это активность вещества, γ -излучение которого имеет такую же ионизирующую способность, как и излучение 1 мг ^{226}Ra (вместе с продуктами его распада) после прохождения его через платиновый фильтр толщиной 0,5 мм. Широко используют в геофизике и такие величины, как: 1) удельная массовая γ -активность с единицами измерения мг-экв Ra/г (или пкг-экв $\text{Ra/кг} = (\text{кг-экв Ra/кг}) \cdot 10^{-12}$ — активность 1 г поро-

¹ Нуклиды — атомы, отличающиеся составом ядра, т. е. имеющие различное число нуклонов в ядре или состоящие из различного числа нейтронов и протонов.

ды в мг-экв Ra (или 1 кг породы в кг-экв Ra); 2) удельная объемная активность с единицами измерения мг-экв Ra/см³ (или нкг-экв Ra/м³ = (кг-экв Ra/м³) · 10⁻⁹).

При определении интенсивности излучения радиоактивных элементов импульсными методами (гамма-спектрометрический метод, β-метод, α-метод) интенсивность γ-, β- и α-излучений и содержание Ra, Th и U измеряются в имп/с и %, а при определении содержания Ra, Th, U и других элементов радиохимическими, колориметрическими, люминесцентными, рентгеноспектральными, изотопного разбавления, нейтронно-активационным и методом треков — кг/кг (или г/г) и %.

Радиоактивность пород, содержащих определенные радиоактивные элементы (например, обогащенных радиоактивными минералами урана), измеряется в % U или Th (для пород, обогащенных ториеносным минералом) на 1 кг породы. В этом случае радиоактивность 1 кг породы сравнивается с радиоактивностью 1 кг эталона, содержащего известный процент радиоактивного элемента (например, 0,02% U), и выражается в процентах урана или другого радиоактивного элемента на 1 кг породы.

§ 61. РАДИОАКТИВНОСТЬ ЭЛЕМЕНТОВ И МИНЕРАЛОВ ЛИТОСФЕРЫ

Большинство радиоактивных изотопов элементов, встречающихся в природе, относится к семействам урана, актиния и тория, содержащих соответственно 20, 15 и 13 генетически связанных радиоактивных и устойчивых изотопов. Период полураспада радиоактивных изотопов изменяется от миллионных долей секунды до многих миллиардов лет. Наибольшей продолжительностью жизни отличаются: а) в урано-радиевом ряду: UI (4,49 × 10⁹ лет), UII (2,522 · 10⁵ лет), I₆ (8 · 10⁴ лет), ²²⁶Ra (1590 лет), RaD (22 года); б) в актиниевом ряду AcU (7,13 · 10⁸ лет) Ra (3,43 · 10⁴ лет), Ac (21,7 года); в) в ториевом ряду Th (1,39 × 10¹⁰ лет), MsTh₁ (6,7 года), RaTh (1,9 года).

Переход от одного к другому радиоактивному, а затем устойчивому изотопу совершается путем α- и β-распадов. В урано-радиевом ряду имеется 12α-, 11β- и 11γ-излучателей. В актиниевом ряду 10 α-, 7 β- и 6 γ-излучателей. В ториевом ряду число α-излучателей снижается до 8, β- и γ-излучателей до 6. Однако регистрируется лишь α-излучение некоторых α-излучателей урано-радиевого семейства. Актиниевого семейства α-излучение значительно менее интенсивно, чем урано-радиевого (меньше 5% от общего α-излучения членов урано-радиевого семейства). Это связано с незначительным содержанием актино-урана в природном уране. Практически важных β-излучателей в урано-радиевом и ториевом семействах по четыре [2], γ-излучение урано-радиевого семейства в основном связано с присутствием Ra

(В+С). Гамма-излучение актинового ряда весьма незначительно по сравнению с γ -излучением урано-радиевого ряда. В ториевом семействе основное γ -излучение относится к MstH и Th ($\text{C}' + \text{C}''$) с продуктами распада. В литературе приводятся спектральные характеристики излучения радиоактивных семейств [2].

Кроме радиоактивных элементов семейств урана, актиния и тория, в природе радиоактивными являются изотопы калия, кальция, рубидия, циркония, индия, олова, теллура, лантана, неодима, самария, лютеция, вольфрама, рения и висмута. Эти изотопы являются долгоживущими — их период полураспада превышает 10^9 лет; они генетически не связаны с другими радиоактивными элементами; для них характерен β -распад или К-захват, а иногда и оба эти процесса, за исключением самария, вольфрама и висмута, распадающихся с образованием α -частиц; энергия выделяющихся частиц изменяется в пределах $(0,016—5,45) \cdot 10^{-13}$ Дж (0,01 до 3 МэВ); значительно изменяется также их относительная распространенность в природе — в естественной смеси изотопов они содержатся от 0,0119 до 100%).

Радиоактивные изотопы составляют незначительную часть литосферы. По приближенной оценке А. П. Виноградова, в литосфере (до глубины 16 км) содержится [в % (массовых)] урана $^{235}\text{U} — 2,1 \cdot 10^{-6}$ ($1,4 \cdot 10^{-7}$)*, урана $^{238}\text{U} — 3 \cdot 10^{-4}$ ($1,98 \cdot 10^{-5}$), тория $^{232}\text{Th} — 8 \cdot 10^{-4}$ ($7 \cdot 10^{-5}$), радия $^{226}\text{Ra} — 10^{-10}$, протактиния $^{231}\text{Pa} — 10^{-10}$, актиния $^{227}\text{Ac} — 6 \cdot 10^{-14}$, $^{40}\text{K} — 3,1 \cdot 10^{-4}$ ($1,54 \cdot 10^{-4}$), кальция $^{48}\text{Ca} — 6,4 \cdot 10^{-3}$ и рубидия $^{87}\text{Rb} — 8,4 \cdot 10^{-3}$ ($1,9 \cdot 10^{-3}$).

В настоящее время за оптимальные кларки приняты для $^{238}\text{U} — 2,1 \cdot 10^{-4}\%$, $^{232}\text{Th} — 7,0 \cdot 10^{-4}\%$, $^{40}\text{K} — 1,8\%$. Кларки не окончательны, так как мало изучена радиоактивность пород ложа океанов.

Из перечисленных изотопов наиболее распространены рубидий и кальций; распространенность тория, калия, урана, олова, самария, неодима и циркония на порядок ниже распространенности рубидия и кальция. Ниже распространенность остальных долгоживущих радиоактивных изотопов.

Учитывая распространенность радиоактивных изотопов в литосфере и интенсивность их распада, можно сказать, что наибольшее влияние на геологические процессы могут оказывать U и Th с продуктами их распада, калий ^{40}K и отчасти рубидий ^{87}Rb . Остальные радиоактивные элементы из-за их малой распространенности и большого периода полураспада характеризуются незначительной суммарной энергией распада и не могут играть существенной роли в создании радиоактивности литосферы. Радиоактивные элементы в отдельных геосферах литосферы и горных породах распределены неравномерно. Радио-

* В скобки заключено содержание радиоактивных изотопов в % (атомных).

активность геосфер тем меньше, чем ближе они к центру Земли.

Радиоактивные элементы присутствуют в литосфере в составе минералов. Установлено более 200 минералов, в которые входят радиоактивные уран, торий, радий и калий. Особенно много встречается минералов с ураном. Минералы с ураном и торием широко распространены, но значительно рассеяны в литосфере и редко встречаются в промышленных скоплениях.

Большое число минералов, в состав которых входят уран и торий, объясняется способностью урана находится в литосфере в четырех- и шестивалентной форме и легкой изоморфной смешимостью¹ четырехвалентного урана, тория, редких земель, циркония и кальция при высоких температурах. Уран находится в минералах в виде катионов U^{4+} (в сильно восстановительной среде), U^{6+} (более устойчив в кислой среде), UO_2^{2+} и аниона $U_2O_7^{2-}$. Высокая изоморфная смешимость обуславливается близостью ионных радиусов U^{4+} , Th^{4+} , Y^{3+} , Ca^{2+} , Pa^{5+} , TR (от La до Lu), Mn^{2+} . Причем ионный радиус $U^{4+}=0,105$ нм. Уран изоморфно замещает преимущественно цирконий (циркон, цитролит) и итрий (сфен, ортит), а торий изоморфно замещает четырехвалентный торий в цериевых ортитах и монацитах. Число минералов с торием примерно вдвое меньше, так как он находится в литосфере только в четырехвалентной форме.

Минералы с ураном и торием подразделяются на собственно урановые и ториевые и уран- и торийсодержащие. Разделение выполняется с учетом содержания и формы вхождения урана и тория в минералы. Последние классифицируются как собственно урановые или ториевые, если в их состав постоянно входит более 30—45% U и Th.

В уран- и торийсодержащих минералах U и Th находятся в относительно малых и непостоянных количествах. Здесь они являются компонентами твердых растворов, изоморфными примесями, микропримесями собственно урановых и ториевых минералов в кристаллах порообразующих минералов и адсорбированными. Урановые и ториевые минералы литофильны и оксифильны.

Собственно ториевые и ториево-урановые минералы относятся к классам окислов и силикатов, иногда эти же минералы яв-

¹ При изоморфном замещении радиоактивные элементы входят в кристаллическую решетку аксессуарных минералов, замещая близкие к ним по радиусу ионы, не разрушая и не изменяя кристаллической решетки. Например, радиоактивность алланита (ортита), отвечающего формуле $(Ca, Ce)_4(Al, Mg, Fe)_6(OH)_3O_8 \times (Si_2O_7)_8$, возникает из-за изоморфной примеси тория, монацита $(Ce, La)PO_4$ также содержит ThO_2 до 5—10% в виде изоморфной примеси. К этой группе относится ксенотим YPO_4 , часто содержащий ThO_2 (до 5%) и UO_2 , изредка ZrO_2 . То же следует сказать и о самарските $(Y, Er)(Nb, Ta)_2O_6$, в котором содержится от 4,02 до 16% U, пирохлоре $NaCaNb_3O_6$, содержащем уран от 0 до 11,4% и UO_2 от 0 до 15,5%, цирконе $(ZrSiO_4)$, сфене (титаните), $CaTiO_2[SiO_4]$, апатите $(Ca_5[PO_4]_3(F, OH, Cl))$, баделленте (ZrO_2) , нефелине $(Na, K)_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$ и др.

ляются одновременно урансодержащими. Например, алданит, ураноторианит и торинит относятся к безводным окислам; из них ураноторианит представляет также урановые минералы этой подгруппы класса окислов. К сложным окислам титана, редких земель и тория относятся ториевый минерал смировит (торутит), он же по содержанию урана классифицируется как урансодержащий. Торит ThO_2SiO_2 или ThSiO_4 , макинтошит $(\text{Th}, \text{U})\text{SiO}_4\text{H}_2\text{O}$, майтландит $(\text{Pb}, \text{Ca})_2\text{Th}_3\text{U}_4^{4+}\text{Si}_8\text{O}_{32}23\text{H}_2\text{O}$, ураноторит $(\text{Th}, \text{U})\text{SiO}_4n\text{H}_2\text{O}$ и т. д., которые могут служить примером собственно ториевых или урано-ториевых минералов класса силикатов, относятся также к урансодержащим. Торийсодержащих минералов гораздо больше. Они также, как правило, являются одновременно собственно урановыми или урансодержащими минералами.

Собственно урановые минералы, содержащие торий, являются:

1) простыми окислами четырех- и шестивалентного урана, которые представлены, например, уранинитом, бреггеритом, клеветитом; 2) сложными безводными окислами U^{4+} , содержащими титан и железо (титанаты урана, железа, тория), например лодчикит, браннерит и др.

Изученные собственно урановые минералы, по-видимому, не содержащие тория или содержащие его незначительно, относятся к: 1) простым окислам ($\text{U}^{4+} + \text{U}^{6+}$) — настуран, урановые черни; 2) гидроокислам урана, U^{4+} (UO_2^{2+}) и уранатам ($\text{U}_2\text{O}_7^{2-}$); 3) сульфатам урана (UO_2^{2+}); 4) сульфат-карбонатам урана — (UO_2^{2+}) — шрекенгирит; 5) карбонатам урана (UO_2^{2+}); 6) сложным карбонатам (UO_2^{2+}); 7) арсенатам (UO_2^{2+}) — трегерит и др.; 8) фосфатам урана (U^{4+}); 9) фосфатам урана (UO_2^{2+}) — отенит, торбернит и др.; 10) ванадатам урана (UO_2^{2+}) — карнотит, тьюмунит и др.; 11) молибдатам урана ($\text{U}^{4+} + \text{U}^{6+}$); 12) молибдатам урана (UO_2^{2+}); 13) силикатам урана (UO_2^{2+}) — уранофан и др. [15].

Из минералов, содержащих $\text{U}^{4+} + \text{U}^{6+}$ и UO_2^{2+} , не имеющих, по-видимому, в своем составе тория, можно назвать: уран ($\text{U}^{4+} + \text{U}^{6+}$) — халькозин, уран ($\text{U}^{4+} + \text{U}^{6+}$) — лимонит, UO_2^{2+} — опал, UO_2^{2+} — кальцит, UO_2^{2+} — аллофан и др.

Среди торий- и урансодержащих минералов можно встретить минералы следующих классов и групп: 1) простые окислы — бадделейт; 2) сложные окислы титана, редких земель, урана U^{4+} и тория (титанаты редких земель и тория) — уфертит; 3) сложные окислы титана, тантала, ниобия, редких земель и урана U^{4+} (тантало-ниобаты, ниобо-танталаты, титано-тантало-ниобаты) — фергюсонит, эксенит, лопарит, самарскит, пирохлор, эшимит и т. д.; 4) силикаты циркония (цирконосилкаты) — циркон, наэгит, малакон, альвит и т. д.; 5) силикаты титана (титаносиликаты) — ринколит, ловчоррит, сфен; 6) силикаты редких земель — ортит (алланит), таллеит; 7) силикаты; 8) фосфаты редких земель — ксенотим и монацит; 9) фосфа-

ты — апатит. Урансодержащими являются также и ураноносные органические соединения карбоуран и тухолит. Кроме названных торий- и урансодержащих минералов, известен ряд радийсодержащих минералов [2].

Содержание урана в собственно урановых минералах характеризуется следующими данными [15]. В собственно урановых минералах нижний предел содержания урана 25—30%, за исключением некоторых бедных ураном черной. Наиболее высоким содержанием урана (до 70—77%) характеризуются окислы и гидроокислы урана. Из кислородных солей высокое содержание урана (до 60—70%) характерно для простых солей с одним уранилом (соддиит, ретзерфордин, фосфуранилит, трегерит); содержание урана в двойных солях доходит, как правило, до 40—60%.

Согласно работам Р. В. Гецевой и К. Г. Савельевой, содержание Th в собственно ториевых и ториево-урановых минералах достигает 45—90% и снижается до 25—30%, тогда как концентрация U у урансодержащих минералов не превышает 22% и ThO₂ у торийсодержащих минералов не более 19%. Следует отметить, что в среднем в цирконах уран и торий содержатся в примерно равных количествах, иногда в них значительно преобладает торий, изредка он является единственным радиоактивным элементом. Причем радиоактивность кристаллов циркона неодинакова даже в одной и той же породе. В церийсодержащих минералах (аланит, монацит) преобладает торий, а в иттрийсодержащих (ксенотим) — уран.

Концентрация радиоактивных элементов (U и Th) в отдельных породообразующих минералах изменяется от $n^1 \cdot 10^{-7}\%$ (оливины, гранаты) до 10n (монациты, урановые и ториевые минералы).

Ториевые и торийсодержащие минералы являются первичными минералами, тогда как урановые и урансодержащие минералы могут быть как первичными, так и вторичными. Первичные минералы возникают магматогенным, пегматитовым, пневматолитовым и гидротермальным путем, а вторичные минералы — вследствие гипергенных процессов; они образуются из первичных минералов вблизи от поверхности или на поверхности литосферы, в зонах окисления и цементации, при участии поверхностных вод, кислорода, углекислоты и органических веществ.

К первичным собственно ториевым и урановым минералам относятся минералы класса окислов и силикатов (U⁴⁺ и U⁴⁺ + U⁶⁺). К первичным уран- и торийсодержащим минералам принадлежат минералы классов (и групп) сложных окислов, силикатов редких земель, фосфатов редких земель.

Вторичные собственно урановые минералы представлены гидроокислами, уранатами, фосфатами, сульфат-карбонатами, кар-

¹ Несколько первых единиц.

бонатами, арсенатами, фосфатами, ванадатами, молибдатами и силикатами (UO_2^{2+}).

Из урансодержащих вторичными являются минералы, имеющие в своем составе (UO_2^{2+}), а также минералы, адсорбировавшие ($\text{U}^{4+} + \text{U}^{6+}$) (халькозин, лимонит и т. д.). Радийсодержащие минералы также относятся ко вторичным гипергенным минералам.

К важнейшим калийсодержащим минералам причисляются сильвин KCl , карналлит $\text{KClMgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ (14,1% K), калиевая селитра KNO_3 (38,5% K), полевые шпаты, микроклин (KAlSiO_3), ортоклаз ($\text{K}_2\text{OAl}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$), слюды — биотит [$\text{K}_2\text{OAl}_2\text{O}_3 \cdot 6(\text{MgFe})\text{O}_2$] и мусковит ($\text{K}_2\text{OAl}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), нефелин $(\text{NaK})_2\text{OAl}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_3$, глауконит (водный силикат K, Al, Fe) и др.

По интенсивности излучения радиоактивные минералы, которые чаще всего содержатся в магматических и осадочных породах, делятся на радиоактивные и умеренно радиоактивные. К радиоактивным минералам относятся алланит, монацит, ксенотим, торит, пирохлор, уранинит (минералы перечислены в порядке убывания их распространенности). Они встречаются реже, чем такие акцессорные минералы, как циркон, сфен и апатит, которые причисляются к умеренно радиоактивным минералам.

Наиболее распространенные минералы горных пород по их радиоактивности подразделяются на четыре группы [7]. В первую группу объединяются слаборадиоактивные главные породообразующие минералы: кварц, калиевые полевые шпаты, плагиоклаз, кальцит, доломит, ангидрит, каменная соль, нефелин. Во вторую группу с нормальной или слабоповышенной радиоактивностью относят такие породообразующие минералы, как: биотит, амфиболы, пироксены и др. В третью группу с повышенной радиоактивностью — главные (часто встречающиеся) акцессорные и рудные минералы: апатит, эвдиалит, флюорит, ильменит, магнетит и др. В четвертую группу с высокой радиоактивностью — менее распространенные акцессорные минералы: сфен, ортит, монацит, циркон, лопарит и др. Представление о содержании в них урана и тория можно получить из табл. 16.

Имеется и классификация минералов осадочных пород по значениям их радиоактивности, где они также подразделяются на четыре группы низкой, средней, повышенной и высокой радиоактивности. По В. В. Ларионову, радиоактивность главных породообразующих минералов первой группы: кварца, кальцита, доломита, ангидрита, каменной соли и др. (см. рис. 137) — не превышает 0,1 пкг-экв Ra/кг. Во вторую группу объединены такие акцессорные минералы, как лимонит, магнетит, турмалин, корунд, гранат, а также такие минералы, как натрийкалиевые полевые шпаты (анортит, олигоклаз), роговая обманка, хлорит и др. Их радиоактивность заключается в пределах $0,1 < q_m < < 1$ пкг-экв Ra/кг. К третьей группе принадлежат глинистые минералы, слюды, многие полевошпатовые минералы, калийные

Таблица 16. Классификация гипогенных и гипергенных минералов по степени их радиоактивности [7]

Группа минералов	Минералы	Содержание, % (массовые)		Th/U	Кларк концентрации	
		U	Th		U	Th
Максимально радиоактивные (собственно урановые и ториевые минералы)	Гипогенные: уранинит, настуран, ториаунит и др.	56—85	20—40	$<0,01$ (урановые) 40—80 (ториевые)	$>10\,000$	$>10\,000$
	Гипергенные: отенит, торбернит, шрекенерит и др.	40—60	$<0,01$	$<0,001$	$>10\,000$	—
Высокордиоактивные (редкие акцессории фельсических пород)	Цирколит, циркон, ториевый оргит	$(400—2000) \cdot 10^{-4}$	$(400—1000) \cdot 10^{-4}$	<1	100—1000	10—100
	Оргит, монацит	$(600—2000) \cdot 10^{-4}$	$(10\,000—30\,000) \cdot 10^{-4}$	>10	100—1000	100—1000
Повышенно радиоактивные (наиболее распространенные акцессории)	Сфен, апатит, магнетит	$(10—100) \cdot 10^{-4}$	$(30—200) \cdot 10^{-4}$	2—5	5—30	2—15
	Биотит, роговая обманка	$(4—8) \cdot 10^{-4}$	$(8—18) \cdot 10^{-4}$	1,5—2,3	2—3	1—2
Слабо радиоактивные (главные минералы фельсических пород)	Кварц, калиевый полевоый шпат, кислые плагиоклазы	$(1—3) \cdot 10^{-4}$	$(2—8) \cdot 10^{-4}$	1,8—4,5	0,5—1	0,2—0,5
	Низкордиоактивные (минералы фемических пород)	$(\leq 0,1—1,0) \cdot 10^{-4}$	$\leq (0,1—1,0) \cdot 10^{-4}$	2—5	$<0,2$	$<0,2$

Примечание. Кларк концентрации — отношение содержания элемента к его кларку (среднему содержанию в земной коре).

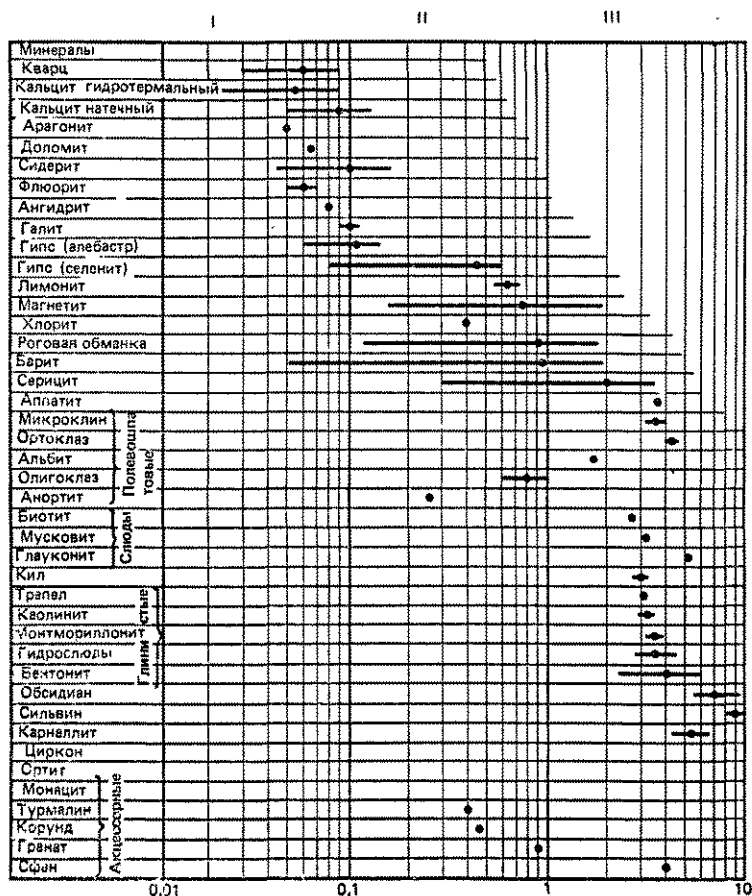
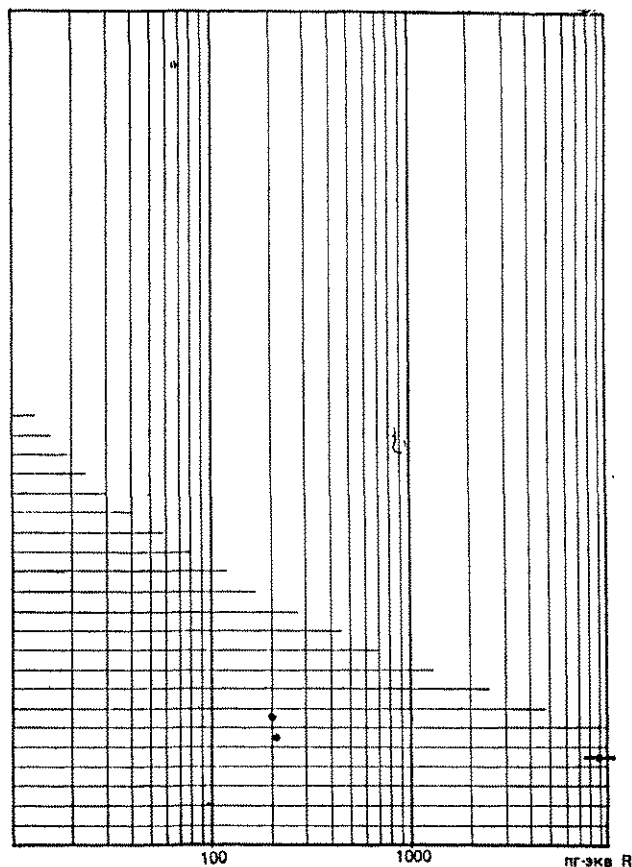


Рис. 137. Классификация минералов, входящих в состав осадочных пород. Минералы с радиоактивностью: I — низкой; II — средней; III — повышенной; IV — аномальной.

соли, серицит, апатит, обсидиан и сфен, их радиоактивность изменяется от 1 до 10 пкг-Ra/кг. В четвертую группу входят такие акцессорные минералы, как монацит, циркон, ортит с радиоактивностью $q_m > 10$ пкг-экв Ra/кг. Их радиоактивность в 1000 раз превосходит радиоактивность минералов первой группы.

§ 62. МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Распределение радиоактивных минералов по группам и типам магматических пород и радиоактивность уран- и торийсодержащих минералов зависят от условий образования пород и их состава. От этого же зависит и радиоактивность магматических пород.



(по В. В. Ларионову, 1969)
мально высокой

Породы ультраосновного и основного составов. В ультраосновных и основных породах собственно урановые и ториевые минералы, как правило, отсутствуют. Радиоактивность этим породам обычно сообщают циркон, ортит (алланит), другие акцессорные минералы и некоторые калийсодержащие минералы. Реже основное количество урана сосредоточено в главных породообразующих минералах.

Здесь уран присутствует в рассеянном состоянии или в виде субмикроскопических включений собственно урановых минералов, в акцессорных же минералах основное количество урана и тория входит изоморфно в их кристаллическую решетку. Радиоактивность циркона и ортита в рассматриваемых породах мень-

Таблица 17. Средние концентрации радиоактивных элементов (в %) в магматических породах [7]

Группа пород	Серия	Породы	K	U-104	Th-104	Th/U
Интрузивные	Известково-щелочная	Ультраосновные (дунит, пироксенит и др.)	0,15	0,03	0,08	2,7
		Основные (габбро, диабаз и др.)	0,7	0,6	1,8	3,0
		Средние (диорит, кварцевый диорит)	1,8	1,8	6,0	3,3
		Кислые (гранодиорит, плагиогранит, биотитовый гранит, лейкократовый аляскитовый гранит)	2,3— —4,0	2,1— —7,0	8,3— —40,0	4,0—5,6
	Щелочная	Мельтейгит, меймечит, ийолит	1,8	2,6	9,8	3,8
		Кимберлит (не алмазоносный)	—	2,6	8,8	3,4
		Кимберлит (алмазоносный)	—	3,2	16,3	5,1
		Сненит	3,8	—	—	—
		Миаскитовый нефелиновый сие-нит	4,5	4,1	7,2	1,8
		Аптитовый нефелиновый сие-нит	5,0	10,3	28,3	2,8
		Трахитобазальт	2,6	2,4	8,0	3,3
		Трахит, трахилипарит	4,8	3—8	30—50	4—5 до 10
Эффузивные		Базальт, диабаз	1,0	0,7	2,3	3,2
		Андезит, андезитовый порфирит	1,7	1,2	4,0	3,3
		Дацит, дацитовый порфирит	2,3	2,5	10,0	4,0
		Липарит, кварцевый порфир	3,7	4,7	19,0	4,0

ше, чем в других магматических породах. Минералы габброидов можно по возрастанию их радиоактивности расположить в следующий ряд: пироксен → роговая обманка → плагиоклаз → → оливин → магнетит → биотит → титанит (сфен) → → апатит → ортит → циркон [7].

Уран и торийсодержащие циркон и ортит значительно рассеяны в основных и ультраосновных породах. В этих породах в весьма незначительных количествах встречается и радий, присутствующий в тальке, тремолите и серпентине [2].

Сведения о среднем содержании Ra, U, Th и K в ультраосновных и основных группах и типах пород приведены в табл. 17. Из табл. 17 видно, что в ультраосновных и основных породах радиоактивные элементы содержатся в микроколичествах, что определяет весьма незначительную их радиоактивность.

Породы среднего состава. В средних породах встречаются: 1) из собственно урановых и ториевых минера-

лов — торнанит, торит, ураноторит (в сиенитах и ниобиеносных сиенитах), браннерит, иригинит (в альбититах); 2) из уран- и торийсодержащих минералов — делоренцит, пирохлор, лопарит, цирконы, ортит, апатит (в сиенитах, нефелиновых сиенитах и иногда в диоритах). При этом цирконы этих пород гораздо радиоактивнее цирконов основных пород.

Известная доля радиоактивности обусловлена и другими породообразующими минералами. Минералы нефелиновых сиенитов располагаются, например, в следующий ряд по возрастанию их радиоактивности, содержанию в них U и Th: нефелин → ортоклаз → эгирин → арфведсонит → биотит → ильменит → эвдиалит → апатит → циркон [7].

Концентрация урановых и урансодержащих минералов в средних породах выше, чем в породах основных; выше также в средних породах содержание радия, тория и калия (см. табл. 17), что обуславливает в целом большую радиоактивность этих пород.

Самые значительные количества урана установлены для щелочных сиенитов и феолитов, возникающих на последних стадиях магматической дифференциации. Щелочные сиениты обычно содержат в несколько раз больше урана, чем в среднем известково-щелочные граниты.

Породы кислого состава. Собственно урановые и ториевые минералы — уранинит (в натровых гранитах), браннерит, смитовит, иттрокразит, торит и торнанит — присутствуют в кислых магматических породах весьма редко, хотя и в больших количествах, чем в породах средних. Накопление больших количеств собственно урановых и ториевых минералов в кислых породах объясняется более значительными концентрациями урана и тория в гранитной магме.

Типичными радиоактивными минералами кислых магматических пород считают цирконы, сфен, ортит, монацит, ксенопит и апатит, изредка в них обнаруживают также пирохлор, уфрит и делоренцит. При этом в гранитах (за исключением лейкократовых) цирконы встречаются в больших количествах, чем в породах средних, и радиоактивность их выше.

Рост радиоактивности цирконов и, по-видимому, других акцессорных уран- и торийсодержащих минералов и увеличение их концентрации от ультраосновных пород к кислым объясняется увеличением концентрации Th и U в магматических расплавах в процессе их кристаллизации. Больше всего урана в ксенотите, цирконе, монаците и апатите, типичных гранодиоритах, известково-щелочных и натриевых гранитах; содержание урана в остальных минералах этих пород незначительно и неодинаково для различных пород.

Хотя иногда радиоактивность этих пород связывается с их главными породообразующими минералами, содержание урана и тория, а также радиоактивность минералов гранитов возрастают согласно ряду: кварц → ортоклаз → плагиоклаз →

а

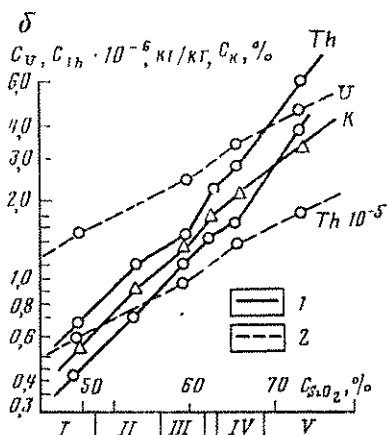
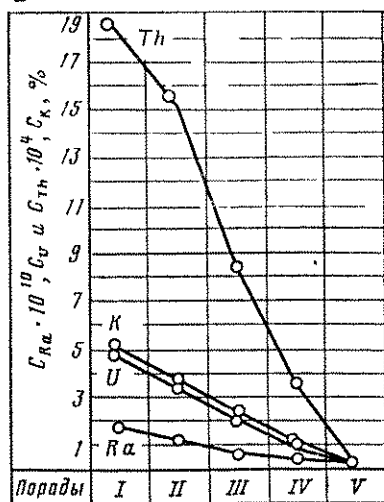


Рис. 138. Содержание тория, калия, урана и радия в изверженных породах земной коры (а) [по Г. С. Смирнову, Ф. М. Корнилову и Н. Д. Тихомирову] и накопление радиоактивных элементов с ростом содержания SiO_2 в известково-щелочных вулканитах орогенных комплексов (б).

а — породы: I — щелочные; II — кислые; III — средние; IV — основные; V — ультраосновные; б: I — Камчатка; 2 — палеозойские складчатые области (по А. А. Смыслову, Ю. М. Пузанкову, В. А. Боброву, А. Д. Дучкову)

I — базальты; II — андезито-базальты; III — андезиты; IV — доциты; V — липариты

→ роговая обманка → биотит → пироксен → магнетит →
→ флюорит → апатит → эпидот → ильменит → сфен →
→ циркон → ортит → монацит.

Концентрация радиоактивных акцессорных минералов и, следовательно, основных радиоактивных элементов (Ra, U, Th и K) максимальна в кислых магматических породах. Это обуславливает наивысшую радиоактивность кислых магматических пород, достигающую наибольших значений в гранитах (см. табл. 17).

Средняя концентрация основных радиоактивных элементов в гранитах различных регионов изменяется сравнительно мало, хотя соседние массивы иногда обладают совершенно различной радиоактивностью.

Содержание урана в гранитах достигает до $\geq (4-10) \times 10^{-6}$ кг/кг, а тория до $\gg (20-50) \cdot 10^{-6}$ кг/кг [7]. Повышенное содержание калия установлено в кварцевых порфирах, микроклиновых гранитах (до 6%) и лейцитовых нефритах (до 7%). Содержание урана в вулканических стеклах изменяется в пределах $(0,8-15) \cdot 10^{-6}$ кг/кг и составляет в среднем $5,6 \times 10^{-6}$ кг/кг. Это значение, по-видимому, представляет верхнюю границу содержания урана в кислых вулканических породах.

Сравнительная радиоактивность магматических пород. Радиоактивность магматических пород в основном связана с присутствием акцессорных уран- и торийсодержащих минералов; отчасти она вызывается собственно урановыми и ториевыми и лишь в небольшой степени обычными породообразующими минералами.

Содержание радиоактивных элементов минералов и радиоактивность интрузивных пород известково-щелочной серии и пород эффузивных возрастает от ультраосновных пород к основным, средним и далее к кислым (см. табл. 17, рис. 138) пропорционально увеличению содержания в них кремнезема и калия. У отдельных толщ пород магматических формаций прямая связь между содержанием U и Th, U и K, Th и K, U и SiO_2 , Th и SiO_2 проявляется яснее. Калий и SiO_2 так же, как U, Th, концентрируются в конечных продуктах магматической дифференциации, что приводит к рассмотренным коррелятивным связям и повышению γ -активности с ростом содержания в магматических породах K и SiO_2 . Во всех магматических породах в среднем содержатся микроколичества радиоактивных элементов. Повышенная концентрация (большая кларка) обычна только для кислых пород (гранитов, липаритов).

Особенно существенно различие радиоактивности гранитов с высоким содержанием кальция (плагииграниты), в которых концентрации $U \leq (1,5 \div 3,1) \cdot 10^{-4} \%$, а $Th \leq (5-15) \cdot 10^{-4} \%$, и с низким содержанием этого элемента, но высоким калия. Для последних характерны концентрации $U \geq (4 \div 10) \cdot 10^{-4} \%$ и $Th \geq (20 \div 50) \cdot 10^{-4} \%$.

Магматические интрузивные и эффузивные породы с повышенной щелочностью отличаются более значительной радиоактивностью, чем близкие по кислотности породы известково-щелочной серии (см. табл. 17). Это характерно как для ультраосновных щелочных пород (меймечиты, мельтейгиты и др.), так и для кислых (трахиты, трахилипариты и др.).

Участками магматические породы имеют содержание радиоактивных элементов более высокое, чем их кларки. Эти участки представляют магматические месторождения U и Th, которые обычно не разрабатываются из-за низкого содержания радиоактивных элементов. Из них наиболее интересны те, которые связаны с более молодыми магматическими образованиями.

Закономерное увеличение средней радиоактивности от более старых к более молодым породам наблюдается, по-видимому, для каждой петрографической серии магматических пород (см. рис. 140). Отсутствие строгой зависимости объясняют изменчивостью содержания акцессорных минералов.

Максимальные концентрации радиоактивных элементов приурочиваются к краевым частям крупных интрузивных тел. Распределение их в порфировидных дайках и малых штоках, по-видимому, равномерно.

Радиоактивность эффузивных и эндоконтактных пород более значительна, чем радиоактивность их интрузивных аналогов. Радиоактивность q_p эффузивных пород коррелируется с содержанием w_{H_2O} у них кристаллизационной воды.

§ 63. ПЕГМАТИТЫ

В пегматитах содержится значительно больше радиоактивных минералов, чем в собственно магматических породах. Причем существенно возрастает число различных собственно урановых и ториевых минералов. Это объясняется тем, что при возникновении пегматитов в основной магме содержатся большие количества скопившихся в результате предшествующих стадий магматической дифференциации радиоактивных элементов, чем в магме, порождающей кислые породы. В то же время в акцессорные минералы обычно входит меньше урана и тория, чем в те же минералы гранитоидов.

В пегматитах наблюдается разделение урана и тория. Уран, образующий летучие соединения, уходит в гидротермальные растворы, а большая часть тория выпадает с фракцией, обогащенной кремнием.

Из собственно урановых и ториевых минералов в неизмененных пегматитах содержатся минералы группы безводных окислов (за исключением настурана и урановых черней), титанаты урана и тория, титанаты редких земель и тория и большинство торо- и ураносиликатов. К числу уран- и торийсодержащих минералов неизмененных пегматитов относятся тантало-ниобаты, ниобо-танталаты, титано-танталониобаты, цирконосиликаты, силикаты редких земель, силикаты титана, силикаты редких земель и такие фосфаты, как апатит и лопарит. Из органических соединений здесь встречаются тухолит и карбуран.

В зоне окисления пегматитов, кроме того, встречаются силикаты урана и тория, уранаты, простые карбонаты, арсенаты, фосфаты, торо- и ураносиликаты. Важнейшими минералами наиболее распространенных гранитовых пегматитов являются уранинит, торит, самарскит, фергюсонит, приорит, колумбит, танталит, пирохлор, эвксенит, циркон, монацит, ксенотим, ортит и др.

В сиенитовых и нефелин-сиенитовых пегматитах чаще всего встречаются ториянит, ураноториянит, торит, ураноторит, эшинит, приорит, пирохлор, самарскит, циркон, монацит, алланит, лопарит. Собственно урановые и ториевые и уран- и торийсодержащие минералы присутствуют в пегматитах в виде вкрапленников различных размеров, гнезд, сплошных масс и небольших прожилков.

Установлено, что, хотя иногда в негматитах и обнаруживаются крупные кристаллы радиоактивных минералов, в среднем содержание радиоактивных элементов в этих породах низко и закономерно. Причем оценить его весьма затруднительно из-за неоднородности и крупнозернистости пегматитов.

§ 64. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Среди метаморфических пород выделяют слабо радиоактивные (амфиболиты, амфиболитовые сланцы, аподиабазы, кварциты, мраморы, кальцитиферы) и с нормальной или слабо повышенной радиоактивностью (фельсические гнейсы, кристаллические сланцы, порфиroidы, метаморфизованные песчаники) (табл. 18). Неодинаковая радиоактивность этих разностей объясняется различием их первоначального химического состава [7]. В породах второй группы повышено содержание SiO_2 , K_2O , CO_2 и H_2O . Концентрация радиоактивных элементов у фельсических гнейсов и кристаллических сланцев определяется и степенью их метаморфизма — структурой минеральных сочетаний. Чем больше степень метаморфизма гнейсов и кристаллических сланцев щитов и массивов, тем меньше средняя концентрация в них урана и тория (рис. 139). Влияние метаморфизма на концентрацию радиоактивных элементов в толщах метаморфизованных пород от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фаций можно проследить по уменьшению концентрации U и Th.

В породах, образовавшихся в результате метаморфизма вулканитов основного состава, концентрация урана и тория всегда низкая независимо от фации метаморфизма.

Таким образом, у пород, возникающих в результате регионального динамотермального и контактового метаморфизма, концентрация U и Th неодинакова лишь для разностей, образовавшихся в условиях амфиболитовой, эпидотамфиболитовой и зеленосланцевой фаций. В породах метаморфизованных значительнее (гранулитовые фации) концентрации урана и тория почти выравниваются для всех типов пород. Ультраметаморфизм и метасоматоз способствуют росту концентраций урана и тория в

Т а б л и ц а 18. Средняя концентрация радиоактивных элементов (в %) в метаморфических и ультраметаморфических породах [7]

Фация	Порода	K	U·10 ⁴	Th·10 ⁴	Th/U
Гранулитовая и эклогитовая	Эклогит	0,8	0,2	0,4	2,0
	Амфиболит	0,6	0,7	1,8	2,6
	Аподиабазовый порфирит	0,8	0,9	2,7	3,0
	Магнезиально-силикатный сланец	0,8	1,2	4,0	3,3
	Гиперстеновый гнейс	1,6	0,6	2,1	3,5
	Плагноклазовый мигматит, чарнокит	1,7	0,8	2,3	2,9
	Силиманит кордиеритовый, гнейс и сланец	2,6	1,3	4,2	3,2
Амфиболитовая и эпидотамфиболитовая	Амфиболит	0,8	1,0	4,0	4,0
	Мрамор, мраморизованный известняк	0,2	1,1	2,2	2,0
	Кварцит	0,6	0,8	3,1	3,9
	Метаморфизованный песчаник	2,5	2,7	9,2	3,4
	Кристаллический сланец	3,1	2,6	10,0	3,8
	Полевошпатовый гнейс	3,4	3,5	15,0	4,0
	Мигматит, гранито-гнейс	3,6	3,2	16,1	5,0

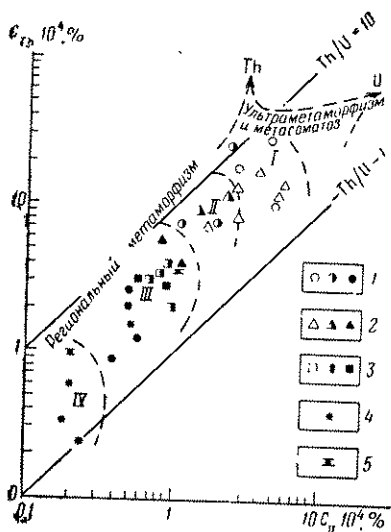


Рис. 139. Содержание урана и тория в метаморфических породах [7].

Фации метаморфизма: I — зеленосланцевая и эпидит-амфиболитовая; II — амфиболитовая; III — гранулитовая; IV — эклогитовая; породы: 1 — гнейсы; 2 — кристаллические сланцы; 3 — амфиболиты; 4 — эклогиты; 5 — метаморфизованные карбонаты

их продуктах, а отношение Th/U у последних может быть как очень малым (<1), так и очень большим ($>10-20$).

Рассматривая радиоактивность метаморфических разновидностей, необходимо особо выделить породы пневматолитовых и гидротермальных жил. Основные количества урана и часть тория мигрируют из остаточных магм до образования пегматитов и отлагаются в пневматолитовых и гидротермальных жилах. К последним приурочены очень многие виды и разновидности собственно урановых и ториевых минералов, а также уран- и торийсодержащие минералы. Из собственно урановых минералов для пород низкотемпературных гидротермальных жил наиболее характерен настуран.

Обогащенные ураном и торием кварцевые жилы содержат монацит либо давидит (или настуран) и браннерит; в последнем случае в зоне окисления жил встречаются отенит и торбернит.

В неизмененных кварцево-карбонатных жилах, содержащих арсениды никеля, кобальта, самородные серебро и висмут — «пятиэлементная формация», скопления урана обнаруживаются, как правило, в виде настурана. В зонах окисления этих формаций найдены уранаты (кюрит), сульфаты (циппеит и иоганнит), сульфат-карбонаты (шрекенгерит), карбонаты (ураноталлит), арсенаты (трегерит, цейнерит и ураноспиннит), фосфаты (торбернит, отенит и фосфуранилит) и силикаты (уранофан, казолит), а также радиоактивный барит. В кварцево-карбонатно-торитовых жилах обнаружены торит и торогуммит.

В неизмененных халькопиритово-настурановых, полиметаллических, золоторудных и сульфидных жилах радиоактивные минералы представлены настураном, находящимся здесь в виде колломорфных выделений и реже отдельных жил. Минералами зон окисления этих жил являются сульфаты (циппеит), сульфат-карбонаты (шрекенгерит), силикаты (уранофан, β -уранофан, купроскладовскит и казолит). В зоне цементации находятся урановая чернь и сульфаты урана.

Настуран в виде прожилков и рассеянной вкрапленности обнаружен также во флюоритовых жилах. Группа таких жил, об-

разованных в определенных геологических условиях, с повышенным содержанием урана выделяется как уран-флюоритовая формация. В трещинах дробления эффузивных и туфогенных пород встречаются и собственно настурановые жилы — собственно урановые формации. В гидроалюмосиликатных формациях гидротермального происхождения встречены урановые черни, гидратизированный настуран, гидросиликаты.

Концентрация урана и тория в радиоактивных рудах, в породах зон околорудных изменений и ореолов рассеяния гораздо больше, чем в обычных породах. Содержание урана достигает $4000 \cdot 10^{-4} \%$, а тория $10\,000 \cdot 10^{-4} \%$ и отношение Th/U изменяется от 0,1 до 20 в рудных телах; оно характеризуется данными, приведенными в работе [7].

§ 65. ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Радиоактивность осадочных пород связана с наличием в их составе калийных, собственно урановых и ториевых, уран- и торийсодержащих минералов, а также адсорбированных радиоактивных элементов; она изменяется в широких пределах.

Обломочные породы

Россыпи. В последних найдены из собственно урановых и ториевых минералов: торинит, браннерит, торит, ураноторит и др., из уран- и торийсодержащих: эвксенит, цирконы, ортит, ксенотим, монацит и др. Все эти минералы являются первичными и находятся в россыпях в виде кристаллов и их обломков, а также слабо окатанных зерен.

В связи с тем что при разрушении пород, обогащенных радиоактивными минералами (например, гранитов и их пегматитов), уран легко окисляется, образуя с анионами кислот растворимые соединения, и затем мигрирует в водных растворах, россыпи содержат в основном минералы тория. Последние из-за их большой плотности отлагаются и концентрируются вскоре после выноса из зоны разрушения исходных пород, образуя совместно с другими обломками промышленно важные аллювиальные и прибрежно-морские россыпи.

Согласно имеющимся данным, содержание Th в породах этих месторождений изменяется от $49 \cdot 10^{-6}$ до $3500 \cdot 10^{-6}$ кг/кг, а урана от $12,7 \cdot 10^{-6}$ до $119 \cdot 10^{-6}$ кг/кг.

Глины и глинистые сланцы. Среди осадочных пород (за исключением калийных солей, некоторых горючих сланцев и кварцевых конгломератов) глины обладают в среднем наиболее высоким содержанием U, Th и K и радиоактивностью (табл. 19).

Относительно высокая радиоактивность глин и глинистых сланцев объясняется повышенной сорбцией урана, радия, тория

Т а б л и ц а 19. Концентрация урана, тория и калия (в %) в осадочных отложениях континентальной части земной коры (средняя для континентов) [7]

Группа пород	Порода	K	U·104	Th·104	Th/U
Терригенная (песчано-глинистые)	Конгломерат, гравелит	1,5	2,4	9,0	3,7
	Кварцевый конгломерат	1,2	6,3	31,0	5—10
	Песчаник, алевролит	1,7	2,9	10,4	3,6
	Аргиллит, глинистый сланец, глина	2,7	4,0	11,5	2,9
Кремнистая	Кремнистый сланец, кварцит	0,3	1,7	2,2	1,2
	Глинисто-кремнистый сланец	1,1	2,8	6,2	2,2
Карбонатная	Известняк	0,3	1,6	1,8	1,1
	Мергель	0,8	2,8	2,5	0,9
	Доломит	0,4	3,7	2,8	0,8
	Битуминозный известняк	0,3	7,8	11,9	1,5
Соляная	Гипс, ангидрит	0,02	1,0	1,0	1,0
	Каменная соль	n ¹ — —10n	0,9	1,0	1,1
Каустобиолитовая	Каменный уголь	0,1	3,4	4,8	1,4
	Торф ²	—	2,0— 5,0	5,2	1,8
	Горючий сланец ²	—	100— 200	10—15	0,5

¹ n — несколько единиц.

² Концентрация дана как средняя для платформенных областей.

и калия на глинистых частицах, присутствием минералов калия, тория и шестивалентного урана, образованием в условиях восстановительной среды минералов четырехвалентного урана, возникновением твердых растворов (некоторые из радиоактивных минералов могут образовывать с минералами глин твердые растворы).

Возможна значительная адсорбция ионов урана из природных вод, где он присутствует в виде: 1) легко растворимых карбонатных соединений, например, $\text{Na}_2\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3$, диссоциирующего на ионы Na^+ и $[\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3]^{2-}$; 2) урано-органических соединений; 3) золя гидроокиси $[\text{UO}_2(\text{OH})_2]_n$ или других коллоидов; 4) сульфат-уранила UO_2SO_4 — наименее устойчивого в природных условиях и др.

Сорбенты не извлекают уран из наддонной воды. Сорбция начинается в стадии диагенеза, когда в иловых водах, богатых углекислотой, протекают химические реакции, существенно изменяющие состав и структуру осадка. Насыщение иловых вод

биогенной двуокисью углерода приводит к разрушению уранил-карбонатных анионов. В результате разложения комплексов возрастала концентрация катионов урана и начиналось их поглощение сразу несколькими сорбентами. При этом сорбирующими являются глинистые минералы (монтмориллонит, галлуазит, каолинит и др.), дисперсные агрегаты гидрослюд и хлоритов, измененные биотиты, серицит, глауконит. Концентрация равномерно рассеянного U в алюмосиликатном веществе нередко достигает 2—3%.

Одной из причин скопления U в слоистых алюмосиликатах и криптозернистых пелитах (со скрытокристаллической структурой) является возникновение в них дисперсной гидроокиси титана, ведущей себя как активный сорбент, извлекающий уран из поровых и морских вод.

Породы с ураноносными гидроокисью титана и слоистыми алюмосиликатами легко отдают U в карбонатсодержащую жидкую фазу. Из появляющихся таким образом урансодержащих растворов могут осаждаться минералы урана. В ряде случаев на фоне равномерно рассеянной концентрации U в глинистых минералах цемента возникают редкие зерна урановых минералов, явно вторичных по отношению к сорбционному накоплению урана.

При этом адсорбирующими являются глинистые минералы, а также коллоидные окислы железа, алюминия, кремния, марганца и органические вещества. Адсорбция протекает до некоторых, относительно небольших, содержаний радиоактивных элементов в соосаждающихся глинистых частицах, коллоидных окислах и органических веществах.

Совместное осаждение урановых, урансодержащих глинистых минералов и других соединений особенно интенсивно, если они возникают в непосредственной близости от разрушающихся урановых месторождений в зонах окисления и цементации первичных урановых месторождений. Однако чаще глинистые минералы и другие соединения адсорбируют уран, освободившийся при разрушении различных пород.

Адсорбция зависит от pH природных вод: она тем значительнее, чем меньше в растворе свободного кислорода и иона CO_3^{2-} , глубже и спокойнее воды, более дисперсны осаждающиеся частицы.

Осаждение соединений урана наиболее интенсивно в восстановительной среде в присутствии органических веществ (гуминовых кислот и углистых остатков) и сульфидов. Органическое вещество адсорбирует из окружающей среды уран, иногда восстанавливая его до четырехвалентных соединений, не растворимых в воде.

Повышенную радиоактивность глин и глинистых пород объясняют также относительно высоким содержанием в этих породах калия (до 6,5%), который находится здесь не только в минеральной [микроклин KAlSi_3O_8 , ортоклаз KAlSi_3O_8 , анортоклаз

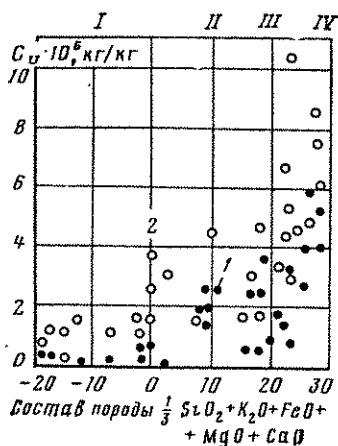


Рис. 140. Содержание урана и α -активность различных пород батолита Южной Калифорнии (по Е. Ларсену и Ж. Фейру). 1 — содержание урана, 2 — α -активность, выраженная в эквивалентах урана; I — габбро; II — кварцевый диорит; III — гранодиорит; IV — гранит

карбонаты, отенит и другие фосфаты, карнотит, туюмунит и другие ванадаты, соддит и другие силикаты. Вторичные минералы образуются в результате окисления настурана в породах с определенным комплексом минералов.

В заметных и иногда промышленных скоплениях встречаются настуран, урановые черны, карнотит и туюмунит. Другие минералы находятся в весьма незначительных количествах и служат для поисковых целей благодаря яркой окраске вторичных минералов.

Чаще всего радиоактивные элементы содержатся в песчаниках и алевролитах в виде изоморфной примеси к минералам тяжелой фракции. Радиоактивные элементы находятся в глинистой части этих пород и в адсорбированном виде.

Песчаники и алевролиты содержат в среднем микроколичества U, Th и немного калия (см. табл. 19). Повышенной радиоактивностью отличаются их калийсодержащие полимиктовые разности. Минимальное содержание радиоактивных элементов характерно для хорошо отсортированных морских, в основном кварцевых песчаников. Повышенное содержание радиоактивных элементов установлено для глинистых разностей песчаников, а также для песчаников с органическими примесями. Характер возрастания общей (удельной массовой) радиоактивности $q_{\text{п.т.}}$, обусловленной γ -излучением всех радиоактивных элементов породы для песчано-глинистых разностей с увеличением их глинистости $k_{\text{г.т.}}$ показан на рис. 141.

(Na, K)AlSi₃O₈, нефелин (Na, K) × AlSiO₄, мусковит KAl₂(AlSi₃O₁₀) × (OH)₂, флогопит KMg₃(Si₃AlO₁₀) × (Fe, OH)₂, биотит K(Mg, Fe)₃ × (Si₃AlO₁₀) (OH, F₂), серицит (мелкие листочки мусковита), лепидолит KLi₂Al(Si₄O₁₀)(FeOH)₂, иллит 2K₂OMgO8Al₂O₃12H₂O, глауконит K_{<1}(Fe³⁺, Fe²⁺, Al, Mg)₂₋₃Si₃(Si, Al)O₁₀(OH)₂H₂O и др.], но и в сорбированной форме. В глинах могут присутствовать и радийсодержащие минералы; содержание радия в этих минералах ничтожно (не более 10⁻⁷ кг/кг).

Песчаники и алевролиты. В песчаниках встречаются следующие первичные минералы: настуран (прожилки, линзы и тела иной формы), торит, макинтошит и другие силикаты. В зонах окисления песчаников и алевролитов иногда обнаруживаются урановая чернь, шрекенгерит, шарпит, фоглит и другие

Рис. 141. Зависимость γ -активности $q_{\text{пг}}$ от коэффициента $k_{\text{гдт}}$ массовой глинистости для песчано-глинистых пород [20]

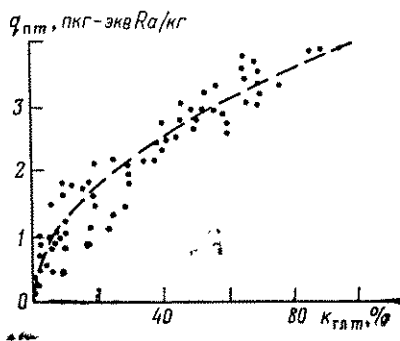
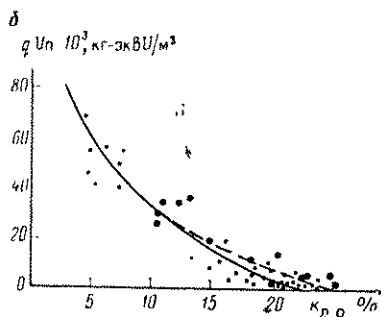
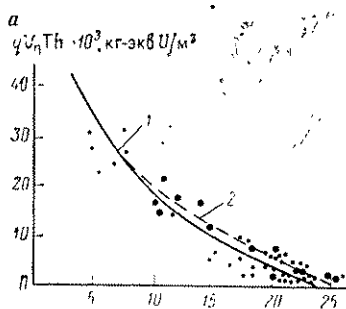


Рис. 142. Связи концентрации q_{VnTh} тория (а) и суммарной концентрации q_{Vn} (б) от коэффициента $k_{\text{во}}$ открытой пористости (по П. А. Курочкину). Месторождения. 1 — Баклановское; 2 — Савинско-Москудьинское



Однако для Амударьинского бассейна согласно Р. П. Готтих тесные, прямые связи обнаруживаются только между содержанием в песчано-глинистых породах K или Th и их массовой глинистостью $k_{\text{гдт}}$, тогда как концентрация U с ростом $k_{\text{гдт}}$ этих пород остается практически неизменной.

Тесные достаточно интенсивные прямые связи были также найдены П. А. Курочкиным для терригенных пород между общей удельной объемной γ -активностью q_{Vn} и их объемной емкостью Q обмена, между q_{Vn} и удельной поверхностью S_V и q_{Vn} и остаточным водонасыщением $k_{\text{во}}$, а также между удельной объемной торийактивностью¹ q_{VnTh} и теми же величинами.

Нередко глинистость определяет также и пористость песчаников, поэтому между коэффициентом k_n их пористости и общей радиоактивностью q_{Vn} наблюдаются обратные корреляционные связи (рис. 142, б). Они установлены и между q_{VnTh} и k_n (см. рис. 142, а).

Обратные корреляционные и достаточно тесные зависимости найдены между общей γ -активностью q_{Vn} и средним радиусом $r_{\text{к. ср}}$ пор, q_{Vn} и коэффициентом $k_{\text{пр}}$ проницаемости и не менее тесные обратные связи: $q_{VnTh} = f(r_{\text{к. ср}})$ и $q_{VnTh} = f(k_{\text{пр}})$.

¹ Радиоактивность, обусловленная γ -излучением содержащегося в породе тория.

Органогенные и хемогенные породы

Карбонаты. Чистые морские известняки и доломиты, как правило, слабо радиоактивны. Содержание урана в них не превосходит $4 \cdot 10^{-6}$ кг/кг. Такая радиоактивность органогенных известняков определяется окислительными условиями среды, в которой образуются эти отложения (раковины и другие организмы живут в мелководных бассейнах, содержащих кислород). Окислительная среда не способствует осаждению урана.

Образование хемогенных известняков и доломитов из морских и пресных вод возможно также в условиях, не подходящих для адсорбции и осаждения урана (слабонасыщенные углекислым газом, содержащие карбонатный ион турбулентные воды с изменяющейся температурой). Не осаждается уран с магнезитами, сидеритами, туфами и другими карбонатами, которые возникают в тех же условиях. Глинистость повышает радиоактивность карбонатных пород. Связана также радиоактивность карбонатных отложений с их нерастворимым остатком C_{no} , поскольку он содержит в основном глинистую фракцию.

Карбонатные породы содержат микроколичества радиоактивных элементов. Средняя радиоактивность известняков и доломитов, полученная разными исследователями (см. табл. 19), очень низка и меньше радиоактивности глин.

В некоторых разрезах нефтяных месторождений установлены доломитизированные известняки повышенной радиоактивности. Значительная и даже промышленная радиоактивность встречается в морских известняках, обогащенных ванадием. Уран присутствует здесь в виде урановых черней и урансодержащего органического вещества. В зоне окисления находятся карнотит, тьюмунит.

Мергели. Радиоактивность мергелей в среднем (см. табл. 19) выше радиоактивности чистых известняков и в ряде случаев близка к радиоактивности глин.

Калийные осадки. Калийные минералы — сильвин KCl , карналлит $KClMgCl_2 \cdot 6H_2O$, каинит $KClMgSO_4 \cdot 3H_2O$, полигалит $K_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 2CaSO_4 \cdot 2H_2O$ и другие, в которых содержание калия изменяется от 12,9 (для полигалита) до 52,5% (для сильвина), характеризуются высокой радиоактивностью. Этим объясняется относительно высокая радиоактивность калийных осадков. Содержание урана в калийных солях весьма незначительно (см. ниже).

Галит, ангидрит, гипс. Эти породы, так же как и карбонатные отложения, возникают в окислительной среде в условиях, неблагоприятных для осаждения и адсорбции урана. Здесь уран концентрируется в остаточных рассолах. Отложения же, образованные из последних, чаще всего подвергаются выветриванию и обогащают тем самым соседние кластические породы, а затем выщелачиваются из них. Гипс, ангидрит, галит

и другие соли содержат уран в среднем $1 \cdot 10^{-6}$ кг/кг U (см. табл. 19).

Фосфаты. Фосфаты иногда сильно обогащены ураном. Это объясняется их образованием в восстановительных условиях при наличии значительных количеств органического материала.

Катионы урана в карбонат-фторапатите замещают ионы кальция, принимая участие в строении кристаллической решетки; α -излучатели здесь распределены равномерно. Фосфаты кальция извлекают уран даже из морской воды, но урановые минералы возникнуть не могут, так как U и Ra практически не извлекаются из природных фосфатов карбонатными растворами. Фосфат кальция, прочно связывая уран и продукты его распада, ограничивает миграцию радиоактивных элементов. Содержание урана в фосфатах изменяется в пределах $(10-1500) \times 10^{-6}$ кг/кг.

Ископаемые угли. Радиоактивность углей, как правило, весьма незначительна (см. табл. 19). Однако среди пород этого класса встречаются высокорadioактивные разности. В зоне окисления урановые минералы настуран и черни и уран, связанный с органическим веществом, переходят в шрекенгерит, карнотит, тюамунит и водные карбонаты циркона и кальция. Наиболее активным концентратором U оказалось гумусовое органическое вещество, в меньшей степени — сапропелевое.

Радиоактивность $q_{п.т.}$ углей и углистых пород различной степени метаморфизма возрастает с увеличением зольности. Природные битумы концентрируют U в ничтожных количествах.

Различная радиоактивность наблюдается у сухих осадочных пород. Максимальная средняя концентрация урана и тория и отношение Th/U установлены у обломочных пород: конгломератов, песчаников, глинистых сланцев (см. табл. 19). Меньших значений средняя концентрация и отношение Th/U достигают у кремнистых пород (кремнистых сланцев, кварцитов, глинисто-кремнистых сланцев). Еще меньшие значения средних концентраций и отношение Th/U наблюдаются у таких карбонатных пород, как: мергели, известняки, битуминозные известняки. Самые малые концентрации U и Th, относительно низкое отношение Th/U характерны для соляных пород. Доломиты и каустобиолиты (каменный уголь, торф, горючие сланцы) отличаются сравнительно высоким содержанием урана и малым содержанием тория, особенно первые.

Большое количество тория и урана с торием содержат грубообломочные породы (конгломераты, гравелиты, песчаники) элювиальных, прибрежно-морских и иных формаций. В отличие от этих пород известняки, сланцы, песчаники, возникающие в морских бассейнах, в основном ураноносны, и содержат фосфат и органику.

Содержание U и Th, а следовательно, и радиоактивность обломочных пород возрастает от конгломератов к песчаникам, алевролитам, аргиллитам.

Классификация осадочных пород по степени радиоактивности

Породы с низкой радиоактивностью: хорошо отсортированные и слабо сцементированные мономинеральные кварцевые пески, алевролиты, чистые известняки, доломиты, каменная соль, ангидриты, гипсы, большинство углей (гумусовые углистые отложения) и нефтенасыщенные породы.

Породы с повышенной радиоактивностью: глинистые разности осадочных пород, глинистые пески, песчаники, алевролиты, некоторые мергели, глинистые известняки и доломиты, а также породы с органическими примесями.

Породы с высокой радиоактивностью: калийные соли, монацитовые и ортитовые пески, глубоководные глины, глобигериновые илы и красная глина.

Морские осадки имеют более высокую радиоактивность по сравнению с речными и лиманными. Особенно высокая радиоактивность установлена для донных осадков Тихоокеанского и Атлантического побережья США, отложившихся в спокойных водах. Концентрация радия в них приблизительно в 3 раза превышает концентрацию радия в метаморфических и осадочных породах континентов.

§ 66. ЖИДКАЯ И ГАЗОВАЯ ФАЗЫ

Жидкая фаза. Концентрация урана в морских водах и атмосферных осадках не превышает 10^{-6} кг/м³ (г/л). В подземной гидросфере содержание U может быть выше.

Максимальные концентрации U (до 2 кг/м³) найдены в кислых капежах из урановых руд, богатых сульфидами. В близонейтральных водах из урановых руд его концентрация не превышает 10^{-2} кг/м³ (г/л), а за пределами месторождений и рудопроявлений — не более 10^{-4} кг/м³ (г/л) (обычно не более 10^{-5} кг/м³) [31]. В зоне интенсивного водообмена с поверхностью содержание U в растворе пропорционально его концентрации в твердой части пород и общей минерализации воды.

Наибольшее влияние на формирование химического состава подземных вод и их ураноносность оказывает количество выпадающих атмосферных осадков. В аридных районах обнаруживаются самые высокие фоновые концентрации U в грунтовых водах. В безрудных породах наиболее богаты U и бедны Ra маломинерализованные пластовые воды. С достижением общей минерализации пластовых вод десятых долей килограмм-эквивалентов на 1 м³ концентрация в растворе резко снижается до ее значений в соленых водах и рассолах (рис. 143), а радия возрастает. Водно-растворимые соли грунтовых вод в целом богаче ураном, чем минеральный остаток пластовых вод. По сравнению с усредненным содержанием U в горных породах сухой остаток грунтовых вод в среднем богаче ураном, а в пластовых водах беднее.

Рис. 143. Сопоставление содержания U и Ra с минерализацией C подземных вод Амударьинского бассейна (по Р. П. Готтих).
1 — Ra; 2 — U

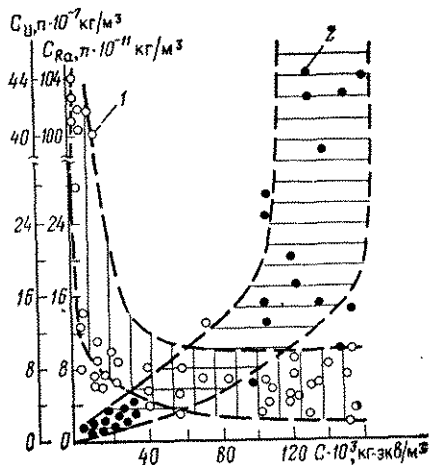
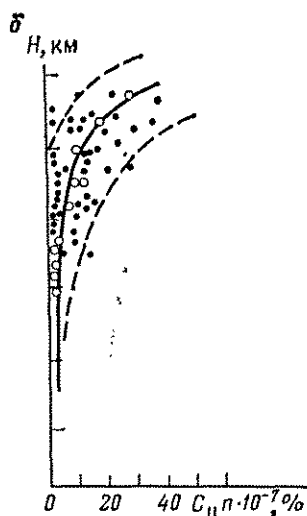
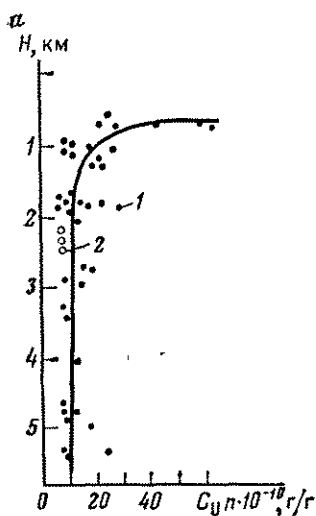


Рис. 144. Изменение содержания U в нефтях (а) и пластовых водах (б) с глубиной H (по Р. П. Готтих).
Данные: 1 — фактические; 2 — усредненные



Вблизи земной поверхности содержание U в водах изменяется от 10^{-7} до 10^{-4} кг/м³ и более. Фоновое содержание U (в безрудных породах), достигающее 10^{-5} кг/м³, установлено в водах до глубины в сотни метров. На глубинах, измеряемых километрами, содержание урана нигде не превышает 10^{-6} кг/м³, причем с глубиной максимальное содержание U в водах имеет тенденцию к убыванию (рис. 144, б). Обычно глубинные воды вообще лишены U.

Удаление U из раствора в природных условиях может происходить из-за: 1) образования трудно растворимых соединений в присутствии V, P, As и Si, их анионные формы образуют с катионной ураниловой частью эти соединения; 2) сорбции уранил иона гидроокислами Fe, Al, Ti, органическим веществом

угольного и нефтяного ряда, некоторыми минералами глин и другими природными сорбентами.

Высокие концентрации урана обычно характерны для вод с положительными значениями окислительно-восстановительного потенциала E_h . Уменьшение максимальной концентрации U в водах с понижением E_h , очевидно, связано с уменьшением в растворе его равновесной концентрации при переходе к условиям, благоприятным для нахождения U в устойчивом низковалентном состоянии. Кислородные воды отличаются в целом повышенными содержаниями U , а сероводородные, наоборот, сильно обеднены им. Но в водах без O_2 и H_2S U может присутствовать либо в количестве до 10^{-4} кг/м³, либо отсутствовать.

Во всех случаях, по-видимому, должно быть вещество, способное создать необходимое понижение E_h . Чем более прочные комплексные ионные формы U обуславливает химический состав пластовых вод и чем менее ураноносны воды, тем более низкие величины E_h необходимы для его осаждения из пластовых вод [18].

Содержание U в многочисленных образцах нефтей различных типов не превышает $n(10^{-7}—10^{-6})\%$. Лишь некоторые тяжелые нефти смолисто-асфальтенового состава в ряде случаев имеют повышенные количества урана.

По данным, полученным путем измерения концентрации урана в жидкой нефти, его содержание находится в пределах $6 \cdot 10^{-9}—(0,9—1,2) \cdot 10^{-7}\%$. При этом концентраторами урана в нефтях служат асфальтены и спирто-бензольные смолы, содержание которых возрастает со степенью окисления нефти. Последнее возникает в процессе инфильтрации вод, содержащих окисляющие реагенты, например инфильтрации поверхностных вод. Поэтому с глубиной концентрация урана в нефти сначала снижается, а затем становится приблизительно постоянной. Установлено также, что содержание урана в нефти увеличивается с ростом ее сернистости, плотности и смолистости [18]. Изменение содержания U в нефтях с глубиной H в разрезе осадочных пород приведено на рис. 144, а.

Газовая фаза. Радиоактивные элементы поступают в почвенный воздух в виде газовых эманаций радона, торона, актинона из горных пород и отчасти природных вод. Содержание радиоактивных элементов в почвенном воздухе колеблется как в пространстве, так и во времени. Радиоактивность почвенного воздуха, где содержится радон, в среднем $5,4 \cdot 10^{-18}$ расп./($c \cdot m^3$).

Таким образом, вклад в радиоактивность пород жидкой и газовой фаз сравнительно невелик.

§ 67. ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И МИГРАЦИЯ УРАНА, ТОРИЯ, КАЛИЯ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Изучение пространственного распределения и миграции урана, тория, калия в земной коре, а также регионального изменения общей радиоактивности в пределах отдельных ее областей не-

обходимо для решения ряда задач: геохимического и петрофизического районирования, выявления зон распространения радиоактивных руд, корреляции осадочных толщ, магматических и метаморфических образований, определения вклада радиоактивного тепла в общий тепловой баланс Земли. При помощи картирования и построения разрезов в пределах отдельных областей СССР установлены определенные закономерности регионального распределения урана, тория, калия и общей радиоактивности пород. Преимущественно это континентальные области или области в пределах Евро-Азиатского материка — палеозойские складчатые системы.

О среднем содержании и распределении радиоактивных минералов в горных породах Южной Камчатки можно, например, составить себе представление по карте-схеме средних значений и дисперсий распределения общей радиоактивности пород, составленной Ю. М. Пузанковым, В. А. Бобровым и А. Д. Дучковым. Согласно этой карте, породы с относительно повышенной средней радиоактивностью находятся в пределах центральной части Срединного массива, где породы наиболее разнообразны. Максимальные значения дисперсии относятся к южной и северной границам участка развития глубоко метаморфизованных отложений Колпаковского комплекса. На остальной территории Южной Камчатки установлены невысокие значения средней радиоактивности и дисперсии, за исключением площадей распространения неогеновых вулканитов, примыкающих к выходам метаморфизованных образований фундамента. Вулканиты вместе с породами Срединного массива образуют протяженную полосу повышенных значений радиоактивности, совпадающую в общих чертах с южным отрезком Центрально-Камчатской геолого-структурной зоны.

Распределение калия, урана и тория по разрезам и площадям осадочных отложений нефтегазоносных бассейнов СССР подробно изучалось во ВНИИЯГГ под руководством Ф. А. Алексеева, Р. П. Готтих и др. Они проводились в связи с обоснованием использования метода гамма-спектроскопии скважин для палеогеографической реконструкции формирования древних бассейнов седиментации, корреляции сложных разрезов скважин, оценки глинистости нефтегазовых коллекторов [18].

Изучались закономерности распределения K, U, Th по площади Амударьинского бассейна в отложениях мелового возраста, Балтийского бассейна в отложениях ордовика и силура, северо-западного обрамления Прикаспийского бассейна в отложениях воробьевского и пашийского возраста. Схема распределения K в неокоме (барреме) на площади Амударьинского бассейна приведена на рис. 145. Рассмотрим общие закономерности в распределении K, U и Th в пределах разновозрастных отложений древних бассейнов седиментации.

К а л и й. Распределение калия по площади бассейна седиментации обусловлено числом источников сноса и составом их

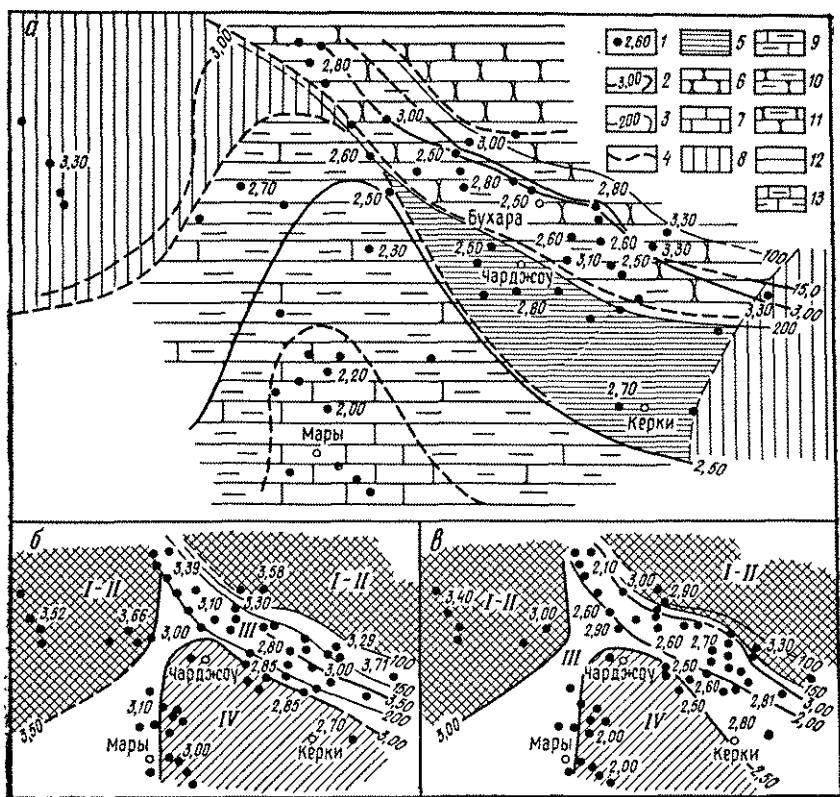


Рис. 145. Схема распределения К в неокме (барреме) на площади Амударьинского бассейна (по Р. П. Готтих).

а — в отложениях в целом; б — в глинистых породах; в — в песчано-алевритовых разностях. 1 — содержание калия (в %); 2 — линии равных содержаний калия; 3 — линии равных мощностей (в м); 4 — границы литофаций; 5 — глины; 6 — песчаники; 7 — известняки; 8 — известково-песчано-глинистые, породы; 9 — глины известковистые, 10 — глины песчаные; 11 — песчаники глинистые; 12 — песчаники известковистые; 13 — известняки глинистые. Зоны содержания К: I, II — высоких, III — промежуточных, IV — низких

пород, особенностями распределения глинистых минералов, которое определяется условиями разрушения пород (климат, наличие растительности, активность тектонических движений) и гидродинамическим режимом бассейна. Распределение К, связанное со сменой глинистых минералов, определяет минеральный состав глин в пределах бассейна.

Для отложений мелового возраста Амударьинского нефтегазоносного бассейна обнаружено, например, падение концентрации калия от краевых частей бассейна к его центру (см. рис. 145), что объяснено наличием лишь одного источника сноса обломочного материала и слабой его разрушенностью. Выделяют несколько зон с неодинаковым содержанием калия: прибрежная зона с повышенным содержанием, глубоководная зона

с низким содержанием и разделяющая их промежуточная зона, где концентрация калия (полевых шпатов и слюд) понижается по направлению к центру бассейна. Эта зональность наблюдается как для всей толщи бассейна, так и для отдельных типов пород (глинистых и песчано-алевритовых). Местонахождение и размеры зон обусловлены режимом седиментации бассейнов.

Распределение концентрации калия в глинах бассейна может свидетельствовать и о распределении их минерального состава. Чем дальше находятся глины от источника сноса, тем больше в них монтмориллонита и меньше гидрослюды, а следовательно, тем ниже у них концентрация калия.

По-иному распределяется калий по площадям ордовикских и силурийских отложений Балтийского бассейна. Это связано, в частности, с наличием двух источников сноса. Здесь наблюдаются две области с повышенной концентрацией калия. Первая относится к мелководным, а другая к относительно глубоководным осадкам. Причем по площади силурийских отложений можно выделить зоны с неодинаковой концентрацией калия. Своеобразным является и распределение калия по площади палеозойских отложений в пределах северо-западного обрамления Прикаспийской впадины, что обусловлено специфическими условиями седиментации и составом глинистых минералов [18].

Уран. Выделяются два типа распределения урана на площади древних бассейнов седиментации. В первом, характерном для бассейнов с нормальным распределением и кларковым содержанием (0,3—0,5%) органического вещества, максимальная концентрация урана наблюдается в прибрежных мелководных фациях, а минимальная — в осадках переходных фаций. У глубоководных фаций концентрация урана снова возрастает. Такой тип распределения U по площади характерен для отложений мелового возраста Амударьинского бассейна и палеозойского возраста в пределах северо-западного обрамления Прикаспийского бассейна.

При втором типе распределения концентрации урана, который наблюдается в отложениях ордовикского и силурийского возраста Прибалтийского бассейна, наибольшая концентрация урана относится к сравнительно глубоководным фациям, возникающим в восстановительных условиях и обогащенным органическим веществом. К краевым частям бассейна концентрация урана уменьшается и вновь возрастает в отложениях мелководных прибрежных фаций, не достигая концентраций, соответствующих глубоководным фациям. Это распределение концентраций урана типично как для отложений в целом, так и для отдельных типов пород.

Предполагается, что уран поступает в бассейн в виде водных растворов. Причем наилучшими его адсорбентами являются органическое вещество, фосфор, глинистые минералы, гидроокислы железа и алюминия. Однако определенная роль в распределе-

нии U в пределах бассейна принадлежит, вероятно, физико-химической обстановке на различных участках морского дна. Обогащение ураном осадков связано с сорбцией и образованием урано-органических соединений и минералообразованием. Ход всех этих процессов регулируется физико-химическими условиями при диагенезе, в частности окислительно-восстановительной обстановкой. Причем самые высокие содержания урана (до $30 \cdot 10^{-4} \%$) характерны для песчано-алевритовых пород, возникающих в условиях мелководно-прибрежных и мелководных фаций, а не для глин.

При нормальном содержании органического вещества (0,3—0,5%) количество урана возрастает в ряду конгломераты — песчаники — алевриты — аргиллиты, что связано с ростом концентрации в них адсорбирующих глинистых частиц. Терригенные осадочные породы нефтегазоносных бассейнов отличаются повышенным содержанием органического вещества (до 2,5—3,5%). С увеличением дисперсности глубоководных осадков возрастает и содержание органического вещества, а следовательно, и их ураноносность.

В мелководных фациях концентрация органических веществ определяется не только гранулометрическим составом, но и накоплением в осадках биомассы. Содержание биомассы в породах различного гранулометрического состава значительно изменяется и зависит от скорости седиментации, глубины водоема, окислительно-восстановительных и других физико-химических условий осадконакопления. Следовательно, в распределении урана в пределах осадочных отложений древних бассейнов небольшую роль играет и распределение органических веществ, что помогает уяснить себе указанные выше закономерности распределения урана и, в частности, выделить прибрежные, переходные и относительно глубоководные зоны в осадочных отложениях бассейнов.

Торий. Ториеносные минералы накапливаются в породах прибрежных зон; сорбирующей торий является глинистая фракция пород. Если налицо одна область сноса, то обогащение торием, возникающих разнотипных пород происходит только в краевых частях бассейна. При этом возможно возникновение россыпей.

В породах, достаточно удаленных от источника сноса, концентрация тория достаточно постоянна. При нескольких питающих провинциях, неодинаковых по составу и условиям преобразования минералов, накопление тория неравномерно. Данные о распределении концентрации тория по площадям древних бассейнов седиментации способствуют выявлению положения источников сноса терригенного материала и мелководных прибрежных зон.

Нейтроны — это частицы (период полураспада $T_{1/2} = 1,01 \times 10^3$ с) массой $1,0086654 \cdot 10^{-24}$ г, распадающиеся на протон, электрон и антинейтрон с выделением энергии (0,78 МэВ). Не имея заряда и не взаимодействуя с электронами оболочки и полем ядер, нейтроны легко проникают в ядра и контактируют с ними. Нейтроны разделяют на быстрые (с энергией $E = 2 \cdot 10^5 - 2 \cdot 10^7$ эВ), промежуточные ($0,5 - 2 \cdot 10^5$), резонансные (100), медленные (0,5), тепловые (0,025) и холодные (0,001). Нейтроны с энергией от 0,3—0,5 до 10^2 эВ нередко называют надтепловыми. Энергетическим группам нейтронов соответствуют определенная скорость и другие характеристики [3].

При нейтронном и гамма-нейтронном методах исследования скважин от источника, перемещающегося по стволу скважины, через воду, часто обсадную колонну и цемент в горные породы направляется поток поли- и или моноэнергетических нейтронов: например, от полониево-бериллиевых источников со спектром энергии от 0,1 до 13 МэВ, или нейтронных генераторов, создающих нейтроны с энергией 14,1 МэВ.

§ 68. ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ НЕЙТРОНОВ С ЯДРАМИ ЭЛЕМЕНТОВ

Нейтроны рассеиваются и поглощаются в среде, заполняющей скважину, в обсадной колонне, цементе и породах.

Рассеиваясь, нейтроны теряют энергию, переходят постепенно в тепловое состояние с энергией порядка 0,025 эВ и скоростями распространения 2200 м/с, а затем за время, исчисляемое долями миллисекунды, захватываются одним из ядер химических элементов.

В процессе рассеяния изменяются направления движения нейтронов при столкновении их с ядрами элементов среды, и кинетическая энергия нейтронов уменьшается. Различают упругое и неупругое рассеяние.

Упругое рассеяние. При этом кинетическая энергия системы нейтрон—ядро неизменна до и после акта рассеяния. Однако если до рассеяния, в лабораторной системе координат, носителем кинетической энергии системы являлся нейтрон (ядро считается неподвижным), то после рассеяния кинетическая энергия перераспределяется между нейтроном и ядром отдачи в соответствии с их массами и углом рассеяния.

Энергию E_2 нейтрона и скорость v_2 его после соударения

с ядром рассчитывают по следующим приближенным формулам:

$$E_2 = \frac{A_m^2 + 2A_m \cos \theta + 1}{(A_m + 1)^2} E_1; \quad (85)$$

$$v_2 = \sqrt{\frac{A_m^2 + 2A_m \cos \theta + 1}{(A_m + 1)^2}} v_1, \quad (86)$$

где E_1 и v_1 — соответственно энергия и скорость нейтрона до соударения; A_m — массовое число ядер замедлителя, на которых происходит рассеяние нейтронов; θ — угол между первоначальным и последующим направлениями нейтрона в системе координат центра инерции.

Вывод формул (85) и (86) основан на законе соударения упругих шаров [16, 24 и др.].

Обозначив $(A_m - 1)/(A_m + 1) = \alpha$, получим

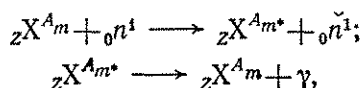
$$E_2/E_1 = [(1 + \alpha) + (1 - \alpha) \cos \theta]/2. \quad (87)$$

Из формулы (87), видно, что максимальное отношение $E_2/E_1 = 1$ (минимальная потеря энергии) наблюдается при $\theta = 0$ — скользящем соударении, когда энергии нейтронов до и после столкновения равны. Максимально возможная передача энергии или минимальное значение E_2/E_1 будет при $\theta = \pi$. В этом случае $E_2 = \alpha E_1$ и максимальная относительная потеря энергии при однократном рассеянии

$$\frac{E_1 - E_2}{E_1} = \frac{E_1 - \alpha E_1}{E_1} = 1 - \alpha.$$

Как следствие этого, при рассеянии нейтронов на водороде, для которого $\alpha \approx 0$, нейтрон практически может потерять всю свою энергию в одном акте соударения. Упругое рассеяние быстрых нейтронов вероятнее всего на ядрах элементов с малой относительной атомной массой.

Неупругое рассеяние. При неупругом рассеянии или реакции (n, n^*) ядро, захватившее, а затем потерявшее нейтрон, остается в возбужденном состоянии. Возвращаясь в основное, оно испускает γ -квант по схемам:



где $X^A m$ и $X^A m^*$ — соответственно ядра исходного элемента X с массовым числом A_m и атомным номером Z и ядро того же элемента в возбужденном состоянии; ${}_0^1 n^i$ и ${}_0^{\check{1}} \check{n}^i$ — нейтроны соответственно поглощенный и выброшенный ядром с меньшей кинетической энергией; γ — гамма-квант.

Реакция (n, n^*) наиболее вероятна в породах с тяжелыми элементами при энергиях нейтронов от нескольких килоэлектрон-вольт до нескольких мегаэлектронвольт. При неупругом

рассеянии нейтроны после нескольких соударений далее рассеиваются упруго.

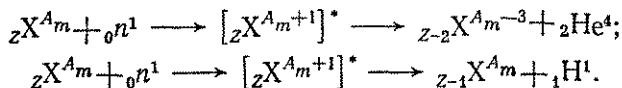
В результате как упругого, так и неупругого рассеяния нейтроны теряют энергию и их скорость уменьшается.

Поглощение. Поглощение, а иногда и размножение нейтронов обычно наступает при следующих ядерных реакциях: (n, α) , (n, p) , (n, γ) , $(n, 2n)$, (n, np) и др. На первой стадии ядерных реакций образуются составные ядра из первоначального ядра и захваченного нейтрона. В этих ядрах между нуклонами перераспределяется кинетическая энергия, внесенная нейтроном.

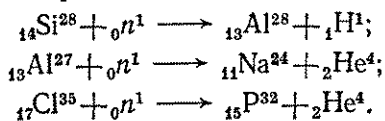
Составное ядро живет в течение 10^{-12} — 10^{-14} с, пока в результате большого числа соударений между нуклонами на одном или нескольких из них не сосредоточивается энергия, достаточная для преодоления ядерных сил, после чего ядро распадается. Путь распада определяется энергией нейтрона и типом ядра — соотношением в ядре нейтронов и протонов. Продуктами распада являются один или несколько новых элементов или изотоп облучаемого элемента, γ -кванты определенной энергии и одна или несколько легких частиц (нейтроны, протоны, α -частицы).

Реакции (n, α) , (n, p) и другие, идущие с выбросом двух или более нуклонов, а также реакции деления наиболее вероятны при облучении горных пород нейтронами высоких и очень высоких энергий (от 1 до 100 МэВ и более).

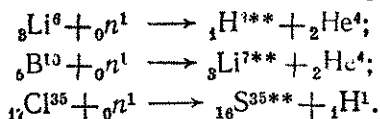
Реакции (n, α) и (n, p) протекают по схемам:



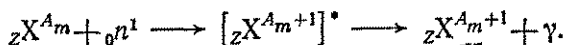
Примерами таких реакций являются:



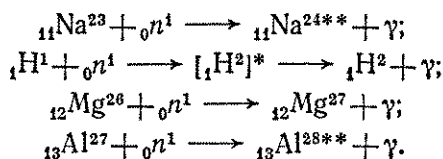
Реакции (n, p) и (n, α) с медленными нейтронами наблюдаются только у легких элементов (Li, B и др.):



Основной реакцией, возникающей в результате взаимодействия пород с медленными нейтронами, является радиационный захват, при котором составное ядро переходит в основное состояние с испусканием γ -кванта:



Некоторыми примерами таких реакций в горных породах являются следующие:



При радиационном захвате отношение числа нейтронов к числу протонов возрастает, из-за чего часто образуются радиоактивные¹ изотопы: ${}_{11}\text{Na}^{24}$, ${}_{12}\text{Mg}^{27}$, ${}_{13}\text{Al}^{28}$ и др.

§ 69. НЕЙТРОННАЯ РАССЕИВАЮЩАЯ И ПОГЛОЩАЮЩАЯ АКТИВНОСТИ

Способность пород рассеивать и поглощать (захватывать) нейтроны — их рассеивающая и поглощающая активности — оцениваются макроскопическими эффективными сечениями рассеяния Σ_r и поглощения (захвата) Σ_s с единицами измерения м^{-1} и рядом других величин. Нейтронные макроскопические эффективные сечения — это мера вероятности выхода определенного ядерного процесса в заданных условиях. Макроскопические эффективные сечения Σ_r и Σ_s слагаются соответственно из эффективных микроскопических сечений рассеяния σ_r или захвата σ_s всех ядер в 1 м^3 породы.

При определении эффективных микроскопических поперечных сечений рассеяния и поглощения представим себе слой рассматриваемого элемента толщиной в один атом (рис. 146). Допустим, что площадку $S=1 \text{ м}^2$, расположенную на указанном слое, пересекает однородный поток нейтронов перпендикулярно к ее поверхности, плотностью $1 \text{ нейтр./}(\text{м}^2 \cdot \text{с})$ и что за 1 с на площадке S C_r нейтронов рассеялось ядрами или C_s поглотилось ими. Если на площадке S находилось N_s ядер, то число процессов C_r или C_s должно быть пропорционально интенсивности I потока и числу N_s ядер; коэффициентами же пропорциональности будут микроскопические сечения рассеяния σ_r при рассеянии и σ_s при захвате. Причем, σ_r и σ_s зависят от вида ядер и энергии нейтронов. Таким образом,

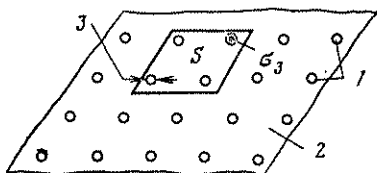
$$C_r = \sigma_r I N_s \quad \text{и} \quad C_s = \sigma_s I N_s.$$

Следовательно, σ_r и σ_s — числа процессов, приходящихся на одно ядро и на один нейтрон. Если C_r и C_s выражают числа нейтронов, рассеянных или захваченных ядрами на $S=1 \text{ м}^2$ в 1 с — $\text{нейтр./}(\text{м}^2 \cdot \text{с})$, I и N_s имеют соответственно единицы $\text{нейтр./}(\text{м}^2 \cdot \text{с})$ и ядро/м^2 , то размерностью эффективных сечений

¹ Радиоактивные изотопы отмечаются двумя звездочками.

Рис. 146. Схема, поясняющая понятие микроскопического эффективного поперечного сечения.

1 — ядра атомов; 2 — плоскость, на которой атомы распределены слоем толщиной в 1 атом, 3 — площадь поперечного сечения ядра



будет площадь, приходящаяся на одно ядро породы: $\text{м}^2/\text{ядро}$. Так как значения σ_p и σ_z находятся в пределах 10^{-26} — 10^{-30} м^2 на ядро, то для их измерения принята единица, равная 10^{-28} $\text{м}^2/\text{ядро}$. Эта единица соответствует 10^{-4} барн (1 барн = $=10^{-24}$ $\text{см}^2/\text{ядро}$).

Таким образом, для расчета макроскопических эффективных сечений элементов (самородные металлы, углерод, сера и др.), очевидно, могут быть применены формулы:

$$\Sigma_p = \sigma_p N = \sigma_p \frac{N_A \delta_T}{A};$$

$$\Sigma_z = \sigma_z N = \sigma_z \frac{N_A \delta_T}{A},$$

где N — число ядер в 1 м^3 породы; A и δ_T — соответственно относительная атомная масса и плотность элемента; N_A — постоянная Авогадро.

Но горные породы обычно состоят из элементов с разными эффективными микроскопическими сечениями. Если химический состав породы дан по элементам, то Σ_p и Σ_z рассчитывают по формулам

$$\Sigma_p = \frac{\delta_p N_A}{100} \sum_{i=1}^{i=n} \frac{m_{zi} \sigma_{pi}}{A_i}; \quad (88)$$

$$\Sigma_z = \frac{\delta_p N_A}{100} \sum_{i=1}^{i=n} \frac{m_{zi} \sigma_{zi}}{A_i}, \quad (89)$$

где σ_{pi} , σ_{zi} , m_{zi} и A_i — микроскопические эффективные сечения рассеяния и захвата, содержание в % (массовых) и относительная атомная масса i -го элемента породы; δ_p — ее плотность.

Если анализ твердой части породы дан в виде окислов элементов, а анализ жидкой части поэлементно, то для расчета ее сечений используют формулы

$$\Sigma_z = \frac{N_A}{100} \left[\delta_T (1 - k_n) \sum_{i=1}^{i=n} \frac{m_{mi} \sigma_{zmi}}{M_i} + k_n \delta_{ж} \sum_{i=1}^{i=n} \frac{m_{zi} \sigma_{zpi}}{A_i} \right]; \quad (90)$$

$$\Sigma_p = \frac{N_A}{100} \left[\delta_T (1 - k_n) \sum_{i=1}^{i=n} \frac{m_{mi} \sigma_{pmi}}{M_i} + k_n \delta_{ж} \sum_{i=1}^{i=n} \frac{m_{zi} \sigma_{pzi}}{A_i} \right], \quad (91)$$

где k_n — коэффициент пористости; δ_T и $\delta_{ж}$ — плотности твердой и жидкой фаз породы; m_{mi} , m_{zi} — содержания [в % (массо-

вых)] i -й молекулы в твердой и i -го элемента в жидкой фазах породы; $\sigma_{\text{ам } i}$, $\sigma_{\text{аз } i}$ — эффективные поперечные сечения поглощения i -й молекулы твердой и i -го элемента жидкой фаз породы; $\sigma_{\text{рм } i}$, $\sigma_{\text{рэ } i}$ — эффективные поперечные сечения рассеяния i -й молекулы твердой и i -го элемента жидкой фаз породы; M_i — молекулярная масса i -й молекулы твердой фазы; A_i — относительная атомная масса i -го элемента жидкой фазы.

Таким образом, для подсчетов Σ_a и Σ_r должны быть известны: химический состав пород, их плотности при естественной влажности или плотности твердой и жидкой их частей, микроскопические сечения рассеяния и поглощения молекул и элементов, составляющих породу.

Сечения рассеяния и поглощения резко зависят от энергий нейтронов, поэтому для расчетов ядерных сечений рассеяния и поглощения породы берут усредненные значения эффективных сечений элементов. Например, для водорода это усреднение для быстрых нейтронов осуществляют по специальным формулам и получают $\sigma_{\text{рн}} = 4,3 \cdot 10^{-28} \text{ м}^2$.

Ядерные сечения рассеяния других элементов значительно меньше зависят от энергии, поэтому за усредненные обычно принимают сечения для некоторых частных значений энергий, например, для энергии 1 МэВ при расчете сечений породы для быстрых и 0,025 эВ для тепловых нейтронов¹. Усредненные нейтронные эффективные сечения захвата для нейтронов с тепловыми и надтепловыми энергиями могут быть определены по зависимостям нейтронных сечений захвата от энергии [2].

§ 70. ДРУГИЕ ВЕЛИЧИНЫ, ХАРАКТЕРИЗУЮЩИЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ПОРОД С НЕЙТРОНАМИ

К числу других простых и сложных величин, определяющих поведение и интенсивность взаимодействия пород с нейтронами, относятся коэффициент D_0 диффузии, замедляющая способность, коэффициент замедления, длина L_S замедления, длина L_d диффузии, время τ_z замедления или хронологический возраст нейтронов и время τ_d жизни тепловых нейтронов.

Замедляющая способность, коэффициент замедления, длина замедления и время замедления более полно, чем потеря энергии при одном соударении или макроскопические сечения, характеризуют способность пород рассеивать и поглощать нейтроны при изменении их энергии от высоких до тепловых значений. Замедляющая способность, длина замедления, время замедления зависят от средней потери энергии при одном соударении и макроскопического сечения рассеяния. Коэффициент замедления определяется также и макроскопическим сечением захвата.

¹ Иногда используют сечения рассеяния тепловых нейтронов, усредненные по максвелловскому распределению.

Длина диффузии и время жизни тепловых нейтронов точнее определяют интенсивность взаимодействия их с ядрами пород и в основном зависят от макроскопических сечений захвата и рассеяния (длина диффузии) или только сечения захвата (время жизни).

Коэффициент диффузии тепловых нейтронов. Если $\vec{r}$ — направление в малом объеме вещества, по которому в определенный момент максимально изменяется плотность n нейтронов (их объемная концентрация), то, очевидно, справедливо, что их поток I в интервале dr через поверхность dS , нормальную к $\vec{r}$, пропорционален n . Отсюда

$$IdS = -D \frac{dn}{dr},$$

где D — коэффициент диффузии; dn/dr — величина, характеризующая максимальное изменение плотности нейтронов в веществе.

Допустим, что распределение нейтронов в веществе не зависит от их энергии и положения в пространстве, тогда поток нейтронов является скалярной величиной и справедливо уравнение диффузии, которое для моноэнергетических нейтронов имеет вид

$$\vec{I} = -D \vec{\text{grad}} n \quad (\text{закон Фика})$$

где $\vec{I}$ — векторная величина, определяющая число нейтронов, пересекающих в заданном направлении в единицу времени нормальную к направлению потока единичную площадку; n — плотность нейтронов в точке изучения I .

Так как скорость истечения нейтронов в вещество характеризует их поток $\Phi = nv$, то можно представить закон Фика в виде

$$\vec{I} = -D_0 \vec{\text{grad}} \Phi,$$

где $D_0 = D/v$ — коэффициент диффузии для потока нейтронов в линейных единицах, так как единицы измерения I и Φ одинаковы (число нейтронов на 1 см^2 в 1 с); v — постоянная скорость нейтронов.

Коэффициент диффузии D_0 находится в обратной зависимости от макроскопических сечений поглощения и рассеяния. Эта величина определяется и степенью анизотропности рассеяния. Отсюда

$$D_0(T) = \frac{v(T)}{3 \Sigma_a(T) + \Sigma_{\text{тр}}(T)}, \quad (92)$$

где $v(T)$, $\Sigma_a(T)$ и $\Sigma_{\text{тр}}(T)$ — скорость нейтронов, макроскопические сечения захвата и транспортное рассеяние при абсолютной температуре T .

Для слабопоглощающих веществ

$$D_0(T) = \frac{v(T)}{3 \Sigma_p(T) [1 - (\cos \psi)_{cp}]} = \frac{\lambda_{тр}(T) v(T)}{3},$$

где $\lambda_{тр}(T) = 1/\Sigma_p(T) [1 - (\cos \psi)_{cp}]$ — средняя транспортная длина рассеяния; $(\cos \psi)_{cp}$ — средний косинус угла рассеяния. При изотропном рассеянии $(\cos \psi)_{cp} = 0$; для воды и водосодержащих пород $(\cos \psi)_{cp} = 0,2$.

Обычно при расчете D_0 (в $\text{см}^2/\text{с}$ или $\text{м}^2/\text{с}$) слабопоглощающих практически однофазных пород применяют приближенную

$$D_0 = v_{cp} \left(3 \sum_{i=1}^{i=n} n_i \sigma_{pi} \right)^{-1}, \quad (93)$$

и более точную формулу

$$D_0 = \frac{v_{cp} \lambda_{тр}(T)}{3} = \frac{1}{3} \frac{1,128}{\Sigma_{тр}(T)}, \quad (94)$$

где $v_{cp} = 2,48 \cdot 10^5 \text{ см/с} = 2,48 \cdot 10^3 \text{ м/с}$ при температуре $T = 293 \text{ К}$; σ_{pi} — микроскопическое сечение рассеяния тепловых нейтронов ядром i -го элемента в см^2 или м^2 ; $n = (6,023 \cdot 10^{23}/M) b \delta$ — число атомов i -го элемента в 1 см^3 (м^3) породы; b — число атомов этого элемента в одной молекуле; M , δ — молекулярная масса и плотность породы; $v(T) = 2,2 \cdot 10^5 \sqrt{T/T_0}$ — наиболее вероятная скорость тепловых нейтронов, см/с или м/с , в породе с температурой T , К ; $T_0 = 293 \text{ К}$ — температура, соответствующая 20°C ; транспортная длина рассеяния $\lambda_{тр} = \lambda_p / [1 - (\cos \psi)_{cp}]$, где λ_p — средняя длина рассеяния.

Замедляющая способность и коэффициент замедления. Отдельно взятые макроскопические сечения рассеяния и относительная потеря $(E_1 - E_2)/E_1$ энергии при одном соударении недостаточны для оценки способности пород замедлять нейтроны. Вероятность рассеяния нейтронов на ядрах элементов может быть велика, но если при каждом соударении теряется мало энергии, порода будет плохим замедлителем. Порода не будет также хорошим замедлителем и при большом $(E_1 - E_2)/E_1$, но малом Σ_p .

Замедляющие свойства полезнее оценивать величиной, названной макроскопической замедляющей способностью пород, равной произведению макроскопического сечения Σ_p рассеяния на среднюю логарифмическую потерю ξ энергии при одном соударении [16]:

$$\xi = (\ln E_1 - \ln E_2)_{cp} = [\ln(E_1/E_2)]_{cp} = 1 - \frac{(A_m - 1)^2}{2A_m} \ln \frac{A_m + 1}{A_m - 1},$$

где E_1 и E_2 — энергия нейтронов до и после соударения; A_m — массовое число рассматриваемого элемента, равное сумме чисел нейтронов и протонов в ядре. При массовых числах $A_m > 10$

достаточно точно следующее выражение:

$$\xi = \frac{2}{A_m + 2/3},$$

позволяющее даже для $A_m = 2$ определять ξ с погрешностью, не превышающей 3,3%.

Для самородных элементов

$$\Sigma_p \xi = \frac{N_A \delta_T \sigma_p}{A} \xi \simeq \frac{2 N_A \delta_T \sigma_p}{A (A + 2/3)},$$

и при $A > 14$ с погрешностью, не превышающей 5%,

$$\Sigma_p \xi \simeq \frac{2 N_A \delta_T \sigma_p}{A^2}.$$

Полнее замедляющие свойства пород характеризует коэффициент замедления — отношение замедляющей способности $\Sigma_p \xi$ к среднему макроскопическому сечению $\Sigma_{s, \text{ср}}$ поглощения, учитывающему и способность породы к поглощению быстрых нейтронов.

Длины L_s замедления и L_d диффузии. Испытав в общем случае достаточно большое число соударений с ядрами породы, каждый из нейтронов захватывается ими.

Траектория отдельного нейтрона складывается из ряда отрезков, представляющих собой путь нейтрона между двумя последовательными столкновениями с ядрами элементов среды. Эти отрезки имеют разные длину и направление, в связи с чем до захвата нейтрон перемещается от источника по прямой на некоторое расстояние r^* , приближенное значение которого определяется формулой

$$r^{*2} = r_{s \text{ ср}}^2 + r_{d \text{ ср}}^2 = 6 (L_s^2 + L_d^2) = 6 (\tau_T + L_d^2),$$

где $r_{s \text{ ср}}^2$ — средний квадрат расстояния по прямой от точки рождения нейтронов до точки, где они становятся тепловыми, м^2 ; $r_{d \text{ ср}}^2$ — то же, от последней точки до точки поглощения, м^2 ; длины замедления и диффузии, м ; $L_s = r_{s \text{ ср}} / \sqrt{6} = \sqrt{\tau_T}$ и $L_d = r_{d \text{ ср}} / \sqrt{6}$; τ_T — символический возраст тепловых нейтронов, м^2 .

Следовательно, для определения длин замедления и диффузии необходимо знать $r_{s \text{ ср}}$ и $r_{d \text{ ср}}$ или квадраты этих величин.

Определим L_s . При этом $r_{s \text{ ср}}^2$ рассчитываем по следующей формуле:

$$r_{s \text{ ср}}^2(r_s, \tau) = \frac{\int_0^\infty r_s^2 [4\pi r_s^2 q(r_s, \tau)] dr}{\int_0^\infty 4\pi r_s^2 q(r_s, \tau) dr} =$$

$$= \frac{\int_0^{\infty} \text{квадрат расстояния от источника до элементарного слоя} \times \text{число нейтронов, достигших в этом слое тепловой энергии}}{\int_0^{\infty} \text{число всех нейтронов, достигших тепловой энергии (или соответствующей летаргии или возраста), в сфере бесконечного радиуса}} = \frac{\text{сумма всех квадратов замедления в сфере с бесконечным радиусом}}{\text{число всех нейтронов, достигших тепловой энергии (или соответствующей летаргии или возраста), в сфере того же бесконечного радиуса}} \quad (95)$$

где $4\pi r_s^2 dr$ — объем dV элементарного сферического слоя, расположенного на расстоянии r_s от точечного источника нейтронов, в котором плотность замедления равна $q(r_s, \tau)$.

Плотность замедления — число нейтронов, отнесенное к единице объема и времени, пересекающих при замедлении заданное значение летаргии или энергии (в рассматриваемом случае тепловой), следовательно, имеющих определенный возраст τ .

При решении уравнения (95) основной задачей является определение явного вида функции $q(r_s, \tau)$. В часто встречающемся в природе случае, когда содержание водорода относительно невелико, функцию $q(r_s, \tau)$ определяют в возрастном приближении, предполагая, что нейтроны теряют энергию непрерывно в результате большого числа соударений и сечение реакции упругого рассеяния мало зависит от энергии.

В основу при определении функции q в этом случае положено выражение для скорости убывания плотности нейтронов:

$$\frac{dn(r, t)}{dt} = -D_0 v \nabla^2 n(r, t) = -D_0 v \nabla^2 \left[\frac{\xi v}{\lambda_p} n(r, u) \right], \quad (96)$$

где коэффициент диффузии для анизотропно рассеивающей и слабо поглощающей породы

$$D_0 = \frac{1}{3 \Sigma_p [1 - (\cos \psi)_{\text{ср}}]} = \frac{\lambda_p}{3 [1 - (\cos \psi)_{\text{ср}}]} = \frac{\lambda_{\text{тр}}}{3},$$

$\lambda_{\text{тр}}$ — транспортная длина свободного пробега; $(\cos \psi)_{\text{ср}}$ — средний косинус угла рассеяния в лабораторной системе координат; v — скорость нейтронов; функция, определяющая плотность нейтронов,

$$n(r, t) = n(r, u) \frac{\partial u}{\partial t} = \frac{\xi v}{\lambda_p} n(r, u), \quad (97)$$

так как

$$du = d \ln \frac{E_0}{E} = \frac{\xi v}{\lambda_p} dt. \quad (98)$$

Здесь $u = \ln(E_0/E)$ — летаргия или логарифмический декремент энергии; E, E_0 — заданная энергия и энергия рождения ней-

трона; $\lambda_p = 1/\Sigma_p$ — средний свободный пробег нейтрона по отношению к рассеянию — среднее расстояние, проходимое нейтроном между двумя актами рассеяния.

Продифференцировав выражение (97), имеем

$$\frac{\partial n(r, t)}{\partial t} = \frac{\xi v}{\lambda_p} \frac{\partial}{\partial u} \left[\frac{\xi v}{\lambda_p} n(r, u) \right],$$

и, следовательно,

$$D_0 v \nabla^2 \left[\frac{\xi v}{\lambda_p} n(r, u) \right] = \frac{\xi v}{\lambda_p} \frac{\partial}{\partial u} \left[\frac{\xi v}{\lambda_p} n(r, u) \right].$$

Но так как $vn(r, u) = \Phi(r, u)$, где $\Phi(r, u)$ — нейтронный поток на единицу интервала лётаргии, а $\lambda_p = 1/\Sigma_p$, то

$$D_0 \nabla^2 [\xi \Sigma_p \Phi(r, u)] = \xi \Sigma_p \frac{\partial}{\partial u} [\xi \Sigma_p \Phi(r, u)],$$

учитывая, что $\xi \Sigma_p \Phi(r, u) = q$, получим [16]

$$\nabla^2 q = \frac{\xi \Sigma_p}{D_0} \frac{\partial q}{\partial u}. \quad (99)$$

Для решения уравнения (99) вводим новую переменную

$$\tau_0(u) = \int_0^u \frac{D_0}{\xi \Sigma_p} du, \quad (100)$$

называемую символическим возрастом или возрастом по Ферми, после чего получаем дифференциальное уравнение возраста

$$\nabla^2 q = \partial q / \partial \tau_0, \quad (101)$$

описывающее непрерывное замедление нейтронов, которое в непоглощающей среде, состоящей из элементов с достаточно большими массовыми числами, имеет решение

$$q = \frac{\exp(-r^2/4\tau_0)}{(4\pi\tau_0)^{3/2}}. \quad (102)$$

Подставив формулу (102) в выражение (95) и проинтегрировав, получим

$$r_{scr}^2(\tau) = \frac{\int_0^\infty \tau^4 \exp(-r^2/4\tau_0) dr}{\int_0^\infty r^2 \exp(-r^2/4\tau_0) dr} = 6\tau_0. \quad (103)$$

Возрастное приближение дает правильные значения $r_{scr}^2(\tau)$ только на малых расстояниях от источника — при $r \ll 6\tau_0/\lambda_{tr}$. При больших расстояниях точность определения r_{scr}^2 убывает

с уменьшением массы ядер среды, увеличением сечения реакции захвата и при значительной зависимости сечений от энергии. Рассчитывать описанным способом $r^2_{ср}$ рекомендуется только для пород, в состав которых входят элементы средней и большей относительной атомной массы, — плотных магматических пород, плотных песчаников, карбонатов и др.

Возрастное приближение особенно плохо приложимо в указанных условиях к породам с большим водородосодержанием — рыхлым водо- и нефтенасыщенным пескам, песчаникам, алевролитам, глинам, известнякам и т. д., а также к плотным разностям например гипсам. В перечисленных породах нейтроны теряют энергию не непрерывно и в результате большого числа соударений, а могут целиком потерять ее и при одном, например первом, соударении. С другой стороны, сечение реакции рассеяния на водороде значительно зависит от энергии.

Для этого случая Д. А. Кожевниковым [27] на основе решения кинетического уравнения (при определенных условиях) получено выражение

$$\tau(u) = \frac{1}{3} \lambda^2(u) \left[\epsilon_{01}(u) + \frac{u}{h_1 [1 - (\cos \psi)_{ср}]} + \xi(u) \right]. \quad (104)$$

Здесь $\lambda(u)$ — полная¹ длина свободного пробега для упругих столкновений с ядрами водорода вторичных (столкнувшихся с протонами) нейтронов с летаргией u ; $\epsilon_{01}(u) = v_0^2(u)/h_{01}$, где $v_0(u) = \lambda_0/\lambda(u)$; λ_0 — полная длина свободного пробега первичных (не столкнувшихся с протонами) нейтронов с летаргией, равной нулю; $h_{01} = \lambda_0/\lambda_{01}$ — вероятность рассеяния первичных нейтронов на ядрах водорода (λ_{01} — средняя длина свободного пробега с летаргией, равной нулю, для упругих столкновений с водородом); $u = \ln(E_0/E)$ — летаргия; $h_1(u) = \lambda(u)/\lambda_1(u)$ — вероятность рассеяния на ядрах водорода [$\lambda_1(u)$ — длина свободного пробега вторичных (столкнувшихся с протонами) нейтронов с летаргией u для рассеяния на водороде]; $(\cos \psi)_{ср} = 2h_1/3$ — средний косинус угла рассеяния нейтронов в породе, где только водород рассеивает анизотропно,

$$\xi = \frac{2}{3 [1 - (\cos \psi)_{ср}]} + \frac{1 - 16h_1/9 + 4h_1^2/9}{[1 - (\cos \psi)_{ср}]^2}.$$

Формулу возраста можно привести к виду, упрощающему ее физическое истолкование:

$$\tau = \frac{1}{3} \lambda_0 \lambda_{01} + \tau_0 + \frac{1}{3} \lambda \lambda_1 + \frac{2}{9} \lambda_{тр} \left(\lambda_0 - \frac{2}{3} \lambda_{тр} \right). \quad (105)$$

¹ Полная средняя длина свободного пробега

$$\lambda = \frac{1}{\Sigma} = \frac{1}{\Sigma_s + \Sigma_p} = \frac{\lambda_p \lambda_s}{\lambda_p + \lambda_s}.$$

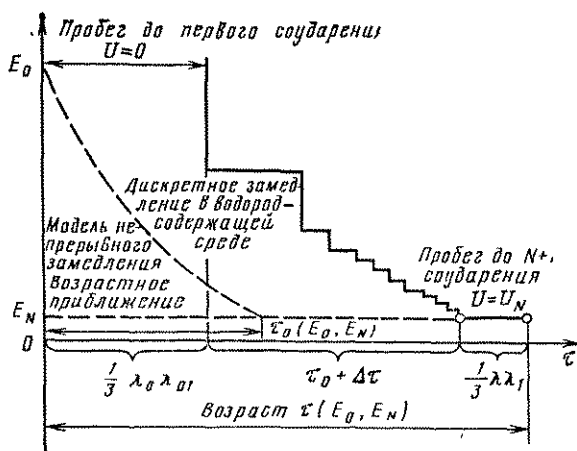


Рис. 147. Схема, поясняющая определение длины пробегов нейтронов

где

$$\lambda_{\text{тр}} = \frac{\lambda(u)}{1 - (\cos \psi)_{\text{ср}}};$$

$$\tau_0 = \int_0^u \frac{\lambda^2(u) du}{3\xi [1 - (\cos \psi)_{\text{ср}}]} = \int_0^u \frac{D_0}{\xi \Sigma_p} du.$$

Как видно, формула, позволяющая рассчитывать возраст нейтронов в водородсодержащих средах, включает формулу возраста (100) для пород с тяжелыми ядрами и, кроме того, имеет дополнительные члены. Первый из них $(\lambda_0 \lambda_{01}/3)$ — поправка за первый пробег (рис. 147), третий член $(\lambda \lambda_1/3)$ — поправка за последний пробег, а члены $2\lambda_{\text{тр}}(\lambda_0 - 2\lambda_{\text{тр}}/3)/9$ учитывают дискретность замедления в водородсодержащих средах.

Возраст нейтронов, рассчитанный по этой формуле, значительно больше, чем определенный по формуле возраста Ферми [см. формулу (100) и рис. 147].

Возраст $L_s^2 = \theta$ нейтронов с начальной энергией E_0 до над-тепловой энергии $E_{\text{нт}}$ рассчитывают по формуле:

$$L_s^2 = \frac{1}{3 \left[\sum_i n_i \sigma_{\Sigma i}(E_0) \right]^2} + \int_{E_{\text{нт}}}^{E_0} \frac{dE'}{3\xi(E') \Sigma_{\Sigma}(E') \Sigma_{\text{тр}}(E') E'} \approx$$

$$\approx \frac{1}{3 \left[\sum_i n_i \sigma_{\Sigma i}(E_0) \right]^2} + \frac{1}{3\xi \Sigma_{\Sigma} \Sigma_{\text{тр}}(E)} \ln \frac{E_0}{E_{\text{нт}}}. \quad (106)$$

Здесь $n_i = (6,023 \cdot 10^{23}/M) b \delta$ — число атомов i -го элемента в 1 м^3 (см^3) породы; b — число атомов этого элемента в одной молекуле минерала; δ — его плотность, $\text{кг}/\text{м}^3$ ($\text{г}/\text{м}^3$); $\sigma_{\Sigma i}(E_0) =$

$\sigma = \sigma_s(E_0) + \sigma_p(E_0)$ — суммарное микроскопическое сечение взаимодействия указанного элемента с нейтронами начальной энергии (E_0), м^2 (см^2); $\Sigma_\Sigma = \Sigma_s + \Sigma_p$; $\Sigma_{tr}(E) = 1/\Sigma_p [1 - (\cos \psi)_{cp}]$ — транспортное сечение взаимодействия нейтрона энергии E с ядром того же элемента, м^2 (см^2); ξ — средний логарифмический декремент уменьшения энергии на одно столкновение быстрого нейтрона с этим ядром; M — молекулярная масса минерала, безразмерная величина.

Длина диффузии L_d определяется как расстояние, отсчитываемое от источника, на котором поток¹ $\Phi = Qe^{-kr}/4\pi D_0 r$ нейтронов уменьшается в e раз. Здесь Q — число нейтронов, испускаемых источником за 1 с; $k = \sqrt{\Sigma_s/D_0}$; r — расстояние от источника.

В ядерной физике показано [16 и др.]

$$L_d^2 = \frac{1}{k^2} = \frac{D_0}{\Sigma_s} = \frac{\lambda_{tr}\lambda_s}{3} = \frac{1}{3[1 - (\cos \psi)_{cp}] \Sigma_p \Sigma_s}, \quad (107)$$

где λ_s — средние свободные пробеги — расстояние, проходимое медленным нейтроном до его поглощения веществом; $\lambda_s = 1/\Sigma_s$.

Отсюда

$$L_d = \sqrt{1/3 \Sigma_s \Sigma_p [1 - (\cos \psi)_{cp}]}. \quad (108)$$

Для слабо поглощающих пород, содержащих атомы с большими и средними массовыми числами, при изотропном рассеянии $L_d = 1/\sqrt{3 \Sigma_s \Sigma_p}$. Иногда вместо длины диффузии целесообразнее применять величину $r_{d\text{ср}}^2$, которая является средним квадратом смещения теплового нейтрона от точки, где он стал тепловым, до точки захвата.

Представим себе сферический слой радиусом r и толщиной dr вокруг точечного источника тепловых нейтронов. Число тепловых нейтронов, захваченных в этом слое за 1 с, равно $4\pi r^2 dr \Phi \Sigma_s$, где $4\pi r^2 dr$ — объем слоя.

Определим теперь среднее квадратическое смещение $r_{d\text{ср}}^2$ от источника до точки захвата:

$$\begin{aligned} r_{d\text{ср}}^2 &= \frac{\int_0^\infty r_d^2 (\text{число нейтронов, захваченных на участке радиуса } r)}{(\text{число нейтронов, испускаемых источником})} = \\ &= \frac{1}{Q} \int_0^\infty r_d^2 4\pi r^2 dr \Sigma_s \Phi = \frac{1}{Q} \int_0^\infty \frac{r_d^2 4\pi r^2 \Sigma_s Q e^{-kr}}{4\pi r D_0} dr = 6L_d^2. \end{aligned} \quad (109)$$

Из соотношения (109) видно, что квадрат длины L_d^2 диффузии (поверхность диффузии) равен 1/6 средней квадратичной суммы элементарных свободных пробегов теплового нейтрона

¹ Выражение для Φ получено в результате решения уравнения диффузии $\Delta \nabla^2 \Phi - \Sigma_a \Phi = 0$.

от источника их до места его поглощения. Действительный путь зигзагообразно движущегося нейтрона значительно больше.

В общем случае L_d может быть рассчитана по формуле

$$L_d(T_0) = \sqrt{D_0(T_0) \tau_d(T_0)}, \quad (110)$$

где D_0 — коэффициент диффузии; τ_d — среднее время жизни тепловых нейтронов, значения которых зависят от температуры.

Время τ_s замедления нейтронов. Временем замедления или средним хронологическим возрастом τ_s нейтронов называется время необходимое нейтрону для замедления в породе от энергий около 2—5 МэВ до надтепловых энергий ($\sim 1,46$ эВ).

Так как за время $d\tau$ нейтрон теряет энергию $-dE$, то для достижения нейтроном надтепловой энергии необходимо время

$$\tau_s = \int_0^{\tau} d\tau = \int_{E_{\text{нт}}}^{E_0} \frac{\lambda_{p\Sigma}(E')}{\xi v_{\text{нт}}} \frac{dE}{E} \approx \frac{2}{\xi(E_{\text{нт}})} \frac{1}{\Sigma_{p\Sigma}(E_{\text{нт}}) v_{\text{нт}}}, \quad (111)$$

где τ_s измеряется в с, если $\lambda_{p\Sigma}$ берется в м, а E_0 и $E_{\text{нт}}$ — в Дж (или МэВ).

Вследствие незначительного времени, необходимого для первого пробега, последнее уравнение получено без этого учета.

Среднее время τ_d жизни теплового нейтрона. Средним временем жизни или средним временем τ_d диффузии теплового нейтрона называется среднее время существования нейтрона в породе от момента приобретения им тепловой энергии до поглощения его ядром.

Среднее время τ_d жизни в бесконечной среде численно равно среднему расстоянию λ_3 , на которое сместится нейтрон в породе, отнесенному к его средней скорости:

$$\tau_d = \frac{\lambda_3}{v} = \frac{1}{\Sigma_3 v} = \frac{1}{N_A \sigma_3 v} = \left(v \sum_{i=1}^{i=m} n_i \sigma_{3i} \right)^{-1}, \quad (112)$$

где v — скорость тепловых нейтронов, равная при температуре 25°C $2,2 \cdot 10^3$ м/с; λ_3 — средняя длина свободного пробега нейтрона до поглощения.

§ 71. МИНЕРАЛЫ

Нейтронная активность минералов, их способность, рассеивая, замедлять и поглощать быстрые, а затем также медленные нейтроны, оценена по их составу и таким величинам, как: макроскопическое сечение Σ_3 захвата, Σ_p рассеяния, длина L_s и время τ_s замедления, коэффициент D_0 , длина L_d и время τ_d диффузии. Причем последние рассчитаны по формулам (88), (89), (106), (116), (92) и (107), (112), однако сделано это далеко не полно (не для всех минералов).

Длина и время замедления. Длина и время замедления нейтронов в минералах до энергии 1,46 эВ, как показывают расчеты, изменяются в широких пределах [$L_s = (5,7 \div 106,5) \cdot 10^{-2}$ м и $\tau_s = 0,6 \div 297$ мкс]. Основными замедлителями нейтронов являются водородсодержащие минералы. Входящий в их состав водород имеет большое сечение σ_r рассеяния (> 20 барн), возрастающее с уменьшением энергии нейтронов. Велика также потеря энергии при столкновении с его ядрами нейтронов.

Отсюда максимальной замедляющей способностью (минимальными τ_s и L_s) обладают минералы со значительным содержанием кристаллизационной и конституционной воды. Например, такие, как ашарит ($\tau_s = 0,9$ мкс, $L_s = 8 \cdot 10^{-2}$ м), гидроборатит ($\tau_s = 0,6$ мкс, $L_s = 6,5 \cdot 10^{-2}$ м), диаспор ($\tau_s = 1,9$, $L_s = 6 \cdot 10^{-2}$), гидраргиллит ($\tau_s = 1,1$, $L_s = 5,7 \cdot 10^{-2}$), карналлит ($\tau_s = 1,4$, $L_s = 8,5 \cdot 10^{-2}$), гипс ($\tau_s = 1,89$, $L_s = 7,7 \cdot 10^{-2}$), мирабилит ($\tau_s = 1,26$, $L_s = 6,7 \cdot 10^{-2}$), каолинит ($\tau_s = 2,5$, $L_s = 7,9 \cdot 10^{-2}$), мусковит ($L_s = 12 \cdot 10^{-2}$), опал ($\tau_s = 7$ мкс, $L_s = 15,6 \cdot 10^{-2}$ м) и др.

Самыми плохими замедлителями (за исключением самородных металлов), τ_s и L_s которых не изучались, являются сульфиды; их L_s и τ_s находятся соответственно в пределах $(32,3 — 85) \cdot 10^{-2}$ м и 56,5—297 мкс и в среднем составляют соответственно $62,4 \cdot 10^{-2}$ м и 140,8 мкс. Это объясняется большой относительной атомной массой входящих в их состав металлических катионов (Hg, Ni, Pb, Bi, Fe, Cu, Ag, Sb, Zn и др.) и значительным их содержанием в минерале, при которых невелика средняя логарифмическая потеря ξ при соударении нейтрона с ядром и суммарная потеря энергии при столкновении нейтронов с металлическими ядрами. Относительно плохо замедляют нейтроны также безводные хлориды: сильвин ($L_s = 106,8 \cdot 10^{-2}$ м, $\tau_s = 60$ мкс), галит ($L_s = 47 \cdot 10^{-2}$ м, $\tau_s = 32,3$ мкс), кераргирит ($L_s = 53,5 \cdot 10^{-2}$ м, $\tau_s = 44,6$ мкс). Минералы остальных классов (в том числе и важнейшие породообразующие минералы осадочных пород) имеют среднюю способность замедлять нейтроны, их $L_s = (19 \div 35) \cdot 10^{-2}$ м, а $\tau_s = 21,5 \div 47$ мкс.

Макроскопическое сечение захвата, время жизни, коэффициент и длина диффузии тепловых нейтронов. Состав минералов, энергия облучающих их нейтронов и вероятность ряда ядерных реакций с нейтронами различных энергий обеспечивают в минералах в основном радиационный захват. Вероятность реакции особенно велика у минералов, содержащих Ti, Mn, Cl, V, Co, Nd, La, Ni, Cs, Sm, Sc и As и некоторые другие элементы с высокими эффективными микроскопическими сечениями захвата.

В литий- и борсодержащих минералах поглощение нейтронов происходит, по-видимому, в результате реакции (n, α) и (n, γ). Для азот-, серу- и хлорсодержащих минералов вероятны не только реакции (n, γ), но и (n, p). Часто продуктами реакций (n, γ) являются радиоактивные ядра и жесткое γ -излучение

с энергией до 9 МэВ. При распаде радиоактивных изотопов также возникает жесткое γ -излучение. Сечение Σ_a захвата нейтронов минералами изменяется в широких пределах: от 0,037 (графит) до 2423 м⁻¹ (борацит). В широких пределах от 0,19 (борацит) до 12290 мкс (графит) находятся и значения времени τ_d диффузии (жизни) тепловых нейтронов. Сильно варьируют также значения коэффициента D_0 и длины L_d диффузии нейтронов в минералах: соответственно от 0,045·10⁵ (борацит) до 19,96·10⁵ см²/с (сера) и от 0,05·10⁻² (борацит) до 29·10⁻² м (магнезит).

Минералы по Σ_a , L_d и τ_d с учетом состава и значений микроскопических поперечных сечений минералообразующих элементов можно разделить на шесть следующих групп:

I группа — очень слабо активные поглотители тепловых нейтронов с $\Sigma_a < 0,1$ м⁻¹ и $\tau_d > 5000$ мкс¹ — графит, алмаз и висмут. Эти самородные элементы практически не поглощают долгоживущие в них тепловые нейтроны, так как в их составе преобладают элементы с низкими ($n \times 0,001$ барна для углерода) и пониженными ($n \times 0,01$ барна для висмута) эффективными микроскопическими поперечными сечениями. Здесь и далее n — числовой множитель в несколько единиц.

II группа — слабоактивные поглотители тепловых нейтронов. В эту группу входят минералы с Σ_a , L_d и τ_d соответственно в пределах 0,1—1 м⁻¹, (12,5—30)·10⁻² м, 500—5000 мкс. Пока ее представляет 21 минерал (например, магнезит, периклаз, шпинель, кварц, альбит, анортит, нефелин, серпентин, монтмориллонит, свинец, англезит и др.).

Эти минералы являются соединениями элементов (H, Ca, Na, Al, Zr, Si, S и др.) со средним ($n \times 0,1$ барн), пониженным ($n \times 0,01$ для магния), низким ($n \times 0,001$ для углерода) и очень низким ($n \times 0,0001$ барн для кислорода) микроскопическим поперечным сечением захвата. Причем состав минералов обеспечивает названные значения Σ_a , L_d и τ_d .

III группа — среднеактивные поглотители тепловых нейтронов: их Σ_a изменяется в пределах 1—10 м⁻¹, $L_d = (3,75 \div 15) \times 10^{-2}$ м и $\tau_d = 50 \div 500$ мкс. Она представлена самым большим числом минералов (58). В составе минералов этой группы относительно часто и в сравнительно значительных количествах находятся элементы (Ba, K, Fe, Zn, Sr, Ti, La и др.) с повышенными сечениями поглощения (σ_a — n барн); однако наряду с ними в минералы входят элементы со средним (Cl, Sn, Zr, Si, Ca, Al, Na, H, P, S и др. $\sigma_a = n \times 0,1$ барн), пониженными (Bi, Mg, N, Li $\sigma_a = n \times 0,01$ барна), низкими (F, C $\sigma_a = n \times 0,001$ барна) и очень низкими (O $\sigma_a = n \times 0,0001$ барна) сечениями захвата. Однако состав и структура минералов создают их среднюю нейтронную поглощающую активность. Представляют эту группу, например, галенит, пирротин, пирит, коррунд, ангид-

¹ L_d для этой группы минералов практически не изучена.

рит, гипс, форстерит, фаялит, каолинит и многие другие минералы.

IV группа — повышено активные поглотители тепловых нейтронов. Группу составляют 42 минерала с Σ_a , изменяющимися от 10 до 100 м⁻¹, и L_d и τ_d , варьирующими в пределах соответственно $(0,75 \div 3,75) \cdot 10^{-2}$ м и 5—50 мкс. Эти значения величин Σ_a и τ_d для минералов обуславливает в среднем присутствие в их составе и определенное сочетание элементов с очень высокими ($\sigma_a = n \times 100$ барн для Pa и Eg), высокими ($\sigma_a = n \times 10$ барн для Au, Ag, Co, Cl, W, Mn, Se), повышенными ($\sigma_a = n \times$ барн для K, Pt, Cu, Li, Fe, Ti, Cr, Sb, Nb, As, Te), средними ($\sigma_a = n \times 0,1$ барн для P, S) и очень низкими ($\sigma_a = n \times 0,0001$ барн для O) микроскопическими сечениями захвата. В группу входят, например, самородные золото, серебро, палладий, платина, медь, железо, сурьма, галит, сильвин, пиролюзит, браунит, манганит, гаусманит, кобальтин, борнит, халькопирит, ковеллин и др.

V группа — активные поглотители тепловых нейтронов. Группа включает минералы с $\Sigma_a = 100 \div 1000$ м⁻¹, $L_d = (0,075 \div 0,75) \times 10^{-2}$ м и $\tau_d = 0,5 \div 5$ мкс. Этим минералов всего шесть: бура, турмалин, киноварь, аргентит, кераргирит и самородный тантал. В составе буры и турмалина находится бор ($\sigma_a = n \times 100$), а в составе киновари — ртуть; большую активность аргентита обеспечивает серебро, а кераргирита — серебро и хлор, и, наконец, самородный тантал почти нацело состоит из высокоактивного тантала.

VI группа — чрезвычайно активные поглотители нейтронов. Минералы с $\Sigma_a > 1000$ м⁻¹, $L_d = (0,05 \div 0,075) \cdot 10^{-2}$ м и $\tau_d < 0,5$ мкс. Группа представлена борацитом, ашаритом, гидробрацитом, в их составе находится очень высокоактивный бор. В эту группу входит также очень высокоактивная ртуть.

Важнейшие породообразующие минералы обладают повышенной, средней и слабой нейтронноактивностью; их Σ_a , L_d и τ_d находятся соответственно в пределах 0,1—100 м⁻¹, $(0,075—30) \cdot 10^{-2}$ м и 5—5000 мкс.

Классы минералов по убыванию значений их средних макроскопических сечений располагаются в следующий ряд: бораты ($\Sigma_{a, \text{ср}} = 1193$ м⁻¹) → самородные металлы (168) → хлориды (99) → сульфиды (77) → окислы и соли → (17,4) → фосфаты (10,2) → самородные элементы (неметаллы) (9,8) → нитраты (4,2) → карбонаты (3,5) → сульфаты (3,4) → силикаты (1,92 без учета турмалина, 13,8 с его учетом).

Однако для каждого класса минералов характерны более высокие и низкие значения Σ_a , по сравнению со средним для него значением $\Sigma_{a, \text{ср}}$, относящиеся к отдельным разностям минералов, обогащенных сильно- и слабоактивными элементами. У самородных металлов, например, повышенными (по сравнению со средним значением $\Sigma_{a, \text{ср}}$) выделяется ртуть, а пониженными — свинец, висмут, олово, цинк, сурьма и др.

Самыми высокими значениями Σ_{Σ} выделяются среди хлоридов кераргирит, в его состав входят хлор и серебро, обладающие высокой нейтронной активностью, ниже среднего Σ_{Σ} у галита, сильвина и карналлита.

У сульфидов более высокими, чем средние, являются Σ_{Σ} для киновари и аргентита, а более низкие макроскопические сечения захвата Σ_{Σ} для галенита, висмутита, сфалерита и др. Повышенными значениями Σ_{Σ} среди окислов отличаются минералы (пирролюзит, браунит), в состав которых входит высокоактивный марганец, а пониженными высокоплотные массивы, цинкит, касситерит, периклаз, где много Pb, Zn, Sn, со средней нейтронной поглощающей активностью и Mg с очень низкой активностью.

У карбонатов повышенные значения Σ_{Σ} имеет родохрозит, где много марганца, а пониженные — церуссит и магнезит, содержащие много свинца и магния. Выше среднего Σ_{Σ} такого сульфата, как каинит, в состав которого входит хлор, а значения Σ_{Σ} ниже среднего для сульфатов имеют, например, такие минералы, как англезит (PbSO_4) и кизерит ($\text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$).

Значения более высокие, чем среднее $\Sigma_{\Sigma, \text{ср}}$, среди основных силикатов имеют оливины и гранаты, а более низкие — цирконы. Большинство слоистых силикатов имеют значения Σ_{Σ} более низкие, чем средние; высокие и повышенные значения Σ_{Σ} соответствуют лепидолиту, биотиту, хлоритоиду и иллиту, по-видимому, из-за входящего в их состав калия с повышенной активностью и, возможно, бора. Все каркасные силикаты имеют значения Σ_{Σ} меньшие, чем средние, из-за их относительно малой плотности и большого содержания в них очень низкоактивного кислорода, и только Σ_{Σ} калиевого нефелина несколько превышает $\Sigma_{\Sigma, \text{ср}}$.

§ 72. ТВЕРДАЯ ФАЗА

Значения $\Sigma_{\Sigma, \text{т}}$ и $\tau_{d, \text{т}}$ твердой фазы пород определяются ее минеральным составом и структурой. Нейтронная поглощающая активность твердой фазы $\Sigma_{\Sigma, \text{т}}$, например, у песчано-глинистых пород, состоящей из кварца, полевых шпатов, глинистых минералов анкерита, сидерита и пирита (согласно расчетам, выполненным под руководством Д. М. Сребродольского) возрастает с увеличением содержания в ней глинистых минералов, полевых шпатов и кальцита, так как нейтронная поглощающая активность этих минералов выше, чем кварца. Включения сидерита и пирита сравнительно мало изменяют $\tau_{d, \text{т}}$ и $\Sigma_{\Sigma, \text{т}}$ песчаников, так как содержание их невелико и постоянно, хотя $\tau_{d, \text{т}}$ и ниже, чем у остальных компонентов этой фазы.

Влияние массовой глинистости $k_{\text{гл, т}}$ на $\tau_{d, \text{т}}$ песчано-глинистых пород видно из сопоставления этих величин (рис. 148) и $\tau_{d, \text{т}}$ с отношением Al/Si. Чем больше $k_{\text{гл, т}}$ и отношение Al/Si,

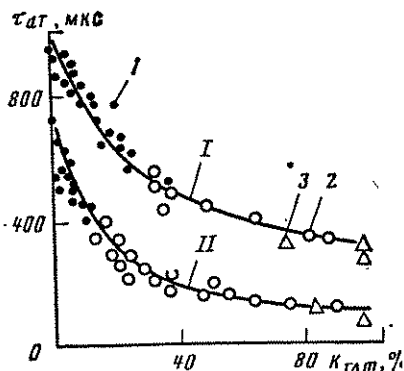


Рис. 148. Зависимость времени τ_{dT} жизни нейтронов в твердой фазе породы от коэффициента $k_{гл.т.}$ массовой глинистости.

I — без учета содержания бора; II — с учетом содержания бора; 1 — песчаник; 2 — алевролит; 3 — аргиллит [3]

$w_{кр} > 5\%$ становятся практически не зависящими от других особенностей минерального состава твердой фазы.

§ 73. ЖИДКАЯ И ГАЗОВАЯ ФАЗЫ

В состав жидкой фазы пород, наряду с водой, входят в определенных комбинациях и концентрациях такие соли, как хлористые натрий и калий, хлористые кальций и магний, углекислый, двууглекислый и сернокислый натрий и кальций и др. Если Σ_z углекислого, двууглекислого и сернокислого натрия того же порядка, что у воды $\Sigma_{zv} = 2,22 \text{ м}^{-1}$, то макроскопическое сечение захвата хлористых солей намного выше. Для MgCl_2 Σ_z , например, равно $98,8 \text{ м}^{-1}$. Концентрация поровых вод весьма различна. Воды сильно изменяются по их нейтронной поглощающей активности. Расчеты показывают, что со снижением концентрации NaCl в воде ее нейтронная поглощающая активность значительно уменьшается, а время жизни нейтронов в растворе возрастает, и значения Σ_{zv} и τ_{dv} приближаются к тем же для чистой воды.

Неодинаковые по составу и минерализации воды нефтяных и газовых месторождений, в соответствии со сказанным выше, различны и по значениям их Σ_{zv} и τ_{dv} (табл. 20).

Нейтронная поглощающая активность жидких углеводородов, из которых состоит нефть, меньше, чем пластовых вод. Она увеличивается от пентана с $\Sigma_{zn} = 2,002 \text{ м}^{-1}$ к ундекану с $\Sigma_{zn} = 2,271 \text{ м}^{-1}$ из-за уплотнения составляющих этого ряда, тогда как время τ_{dn} жизни нейтронов в нефтяных углеводородах с ростом плотности убывает от 227 мкс (пентан) до 200,15 мкс (ундекан). Нейтронная поглощающая активность нефти при ат-

определяющее значение $k_{гл.т.}$, тем меньше время жизни тепловых нейтронов в твердой фазе песчано-глинистых и карбонатно-глинистых пород и тем значительнее нейтронная поглощающая активность этой компоненты породы.

Резко уменьшает время жизни тепловых нейтронов в твердой фазе пород присутствие бора.

На значения коэффициента $D_{от}$ диффузии тепловых нейтронов в твердой фазе наибольшее влияние оказывает кристаллизационная вода. Причем с ростом ее содержания $w_{кр}$ значения коэффициента $D_{от}$ уменьшаются и при

Т а б л и ц а 20. Нейтронная поглощающая активность вод различных нефтяных и газовых месторождений (по Ф. Ц. Крон и Д. М. Сребродольскому)

Воды отложений (месторождение)	Макроскопическое сечение захвата Σ_a , м ⁻¹	Время жизни тепловых нейтронов в воде τ_d , мкс
Девона (Туймазинское)	9,88	46
Триаса (Радченковское)	3,95	115
Девона (Ромашкинское)	12,98	35
Окобыкайской толщи (Охинское)	2,33	195
Юры (Искине)	16,23	28

мосферных условиях также снижается с уменьшением плотности от 2,802 м⁻¹ при $\delta_n=10^3$ кг/м³ до 2,223 м⁻¹ при $\delta_n=0,78$ кг/м³; соответственно увеличивается ее τ_{dn} от 162 до 204,5 мкс, что близко к значениям Σ_{zv} и τ_{dv} чистой воды с $\Sigma_{zv}=2,208$ м⁻¹ и $\tau_{dv}=206$ мкс. Пластовая нефть обычно нагрета, сжата и газонасыщена. Значения Σ_{zn} и τ_{dn} ее отличны от названных для атмосферных условий.

Микроскопическое сечение поглощения сухого воздуха при атмосферном давлении p и комнатной температуре t очень мало (около 0,0003 м⁻¹), а время жизни в нем тепловых нейтронов — велико (~1,5 с). При тех же p и t ничтожно Σ_{zg} (~0,0028—0,0067 м⁻¹) и очень велики τ_{dg} (162000—68000 мкс) газообразных углеводородов метанового ряда. Обычно, однако, газы эти находятся в пластовых условиях, например, при давлении 50 МПа и температуре 100 °С. При этом возрастает Σ_{zg} до 1,6 м⁻¹ и τ_{dg} уменьшается до 278 мкс, и их значения приближаются к значениям Σ_a и τ_d породообразующих минералов осадочных пород.

Однако макроскопические сечения захвата сжатых и нагретых природных газов ниже, чем Σ_a пластовых вод и нефтей, а τ_{dg} выше. Особенно это относится к сильно минерализованным хлорсодержащим водам. Значения τ_{dg} газов рассчитываются по формуле

$$\tau_{dg} = \frac{3,67 \cdot 10^{-8} \beta_g T}{v_{cp} A p \sum_{k=1}^{k=n} q_k \sum_{i=1}^{i=m} \sigma_{zi} n_i}, \quad (113)$$

где p и T — пластовые давление и абсолютная температура; β_g — коэффициент сжимаемости газа для данного пластового давления; $v_{cp}=2,48 \cdot 10^3$ м/с — средняя скорость движения тепловых нейтронов; q_k — относительное объемное содержание k -го газа; A — относительная атомная масса газа; σ_{zi} — микроскопическое сечение захвата; $n_i=6,023 \cdot 10^{23} b_i \delta_{gi}/M_i$ — число атомов

i -го газа в 1 см^3 их смеси; b_i — число атомов этого газа в одной молекуле; $\delta_{r,i}$ — плотность i -го газа; M_i — относительная молекулярная масса газа.

§ 74. ПОРОДЫ

Макроскопическое сечение захвата $\Sigma_{зп}$ и величины $1/\tau_{дп}$ и $1/D_{0п}$, обратных времени жизни $\tau_{дп}$ и коэффициенту $D_{0п}$ диффузии нейтронов глинистой нефтеводо- или газоводонасыщенной породе, могут быть оценены по формуле [42]

$$a_{п} = (1 - k_{п} - k_{гл}) a_{т}^* + k_{гл} a_{гл} + k_{п} k_{в} a_{в} + k_{п} (1 - k_{в}) a_{н} \text{ (или } a_{г}), \quad (114)$$

где $a_{п} = \Sigma_{зп} = 1/\tau_{дп} = 1/D_{0п}$ — макроскопическое сечение захвата в нефтеводо- или газоводонасыщенной глинистой породе; $a_{т}^* = \Sigma_{зг}^* = 1/\tau_{дг}^* = 1/D_{0г}^*$ — то же, но в твердой неглинистой компоненте породы; $a_{гл} = \Sigma_{згл} = 1/\tau_{дгл} = 1/D_{0гл}$ — то же, но в глинистой компоненте твердой фазы; $a_{в} = \Sigma_{зв} = 1/\tau_{дв} = 1/D_{0в}$ — то же, но в воде; $a_{н} = \Sigma_{зн} = 1/\tau_{дн} = 1/D_{0н}$ — то же, в нефти; $a_{г} = \Sigma_{зг} = 1/\tau_{дг} = 1/D_{0г}$ — то же, в газе; $k_{п}$, $k_{гл}$, $k_{в}$ — коэффициенты пористости, глинистости и водонасыщенности.

Для чистых пород, практически не содержащих глины, формула (114) упрощается. Для расчета $\tau_{дп}$ она имеет, например, следующий вид:

$$\frac{1}{\tau_{дп}} = (1 - k_{п}) \frac{1}{\tau_{дг}^*} + \frac{k_{п} k_{в}}{\tau_{дв}} + k_{п} (1 - k_{в}) \frac{1}{\tau_{дн} \text{ (или } \tau_{дг})}. \quad (115)$$

где $\tau_{дг}^*$ — время жизни нейтронов в твердой фазе, не имеющей глинистой составляющей.

Состав неглинистой твердой фазы оказывает большое влияние на значения $\tau_{дп}$, $\Sigma_{зп}$ и $D_{0п}$. Из сопоставления времени жизни тепловых нейтронов в песчаниках, доломитах и известняках с одинаковыми $k_{п}$ и минерализацией поровых вод, рассчитанных Д. М. Сребродольским, Ф. Ц. Денисюк, А. А. Поляченко, следует, что самые большие значения они имеют у песчаников, ниже у доломитов и еще ниже у известняков. Это находится в хорошем соответствии с временем жизни тепловых нейтронов в кварце, доломите и кальците.

Согласно расчетам тех же исследователей, с ростом глинистости кварцевого песчаника время жизни тепловых нейтронов в их водо-, нефте- и газонасыщенных разностях уменьшается. Также ниже по сравнению с кварцевым песчаником время жизни в известковом водо-, нефте- и газонасыщенном кварцевом песчанике. Причем эта закономерность справедлива при концентрации раствора NaCl в песчанике 50, 100 и 300 г/л.

В связи с тем что среднее время жизни тепловых нейтронов в твердой фазе обычно больше, чем в воде и нефти, рост коэффициента пористости водо- и нефтенасыщенных кварцевого песчаника, доломита и известняка приводит к снижению $\tau_{дп}$ (рис. 149) и росту $\Sigma_{зп}$ этих пород. Причем значения $\tau_{дп}$ стано-

вятся тем ниже, а Σ_{3n} тем выше, чем больше минерализация поровых вод (см. рис. 149), выше у них концентрация NaCl. Но время $\tau_{дн}$ жизни тепловых нейтронов в нефти больше, чем время жизни их в минерализованной воде, так как в составе нефти почти нет ионов хлора, поэтому с увеличением нефтенасыщенности песчаников и известняков, а также других пород заданной пористости значения $\tau_{дн}$ уменьшаются. А. В. Авдеевой рассчитана зависимость $\tau_{дн}/\tau_{дн0} = f(k_n)$, при получении которой учтено наличие в поровом пространстве нефтенасыщенной породы остаточной воды с использованием связи $k_{во} = f(k_n)$. Согласно этой зависимости, с ростом нефтенасыщения пород $\tau_{дн}/\tau_{дн0}$ уменьшается, потому что при замещении минерализованной пластовой воды нефтью с меньшей нейтронной активностью $\tau_{дн}$ возрастает [3].

Увеличение газонасыщения приводит к росту значений $\tau_{дн}$, так как время жизни нейтронов даже в сильно сжатых и нагретых газах больше, чем в нефти и воде.

Коэффициент диффузии также находится в обратной связи с коэффициентом k_n пористости. Его значения сравнительно мало зависят от минерализации пластовых вод, но достаточно сильно от состава твердой фазы. Наибольшие значения D_{0n} для определенных k_n имеют песчанники, в составе которых преобладает кварц, меньше значения D_{0n} для известняка и еще ниже для доломита.

Следует отметить, что связи $\tau_{дн} = f(k_n)$ и $D_{0n} = f(k_n)$, рассчитанные по химическим анализам твердой фазы ряда образцов

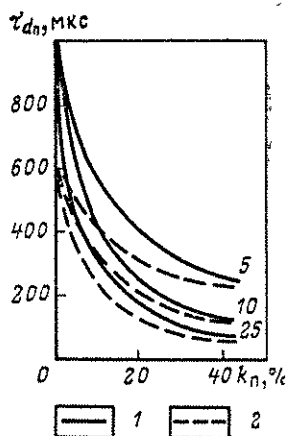


Рис. 149. Связь между временем $\tau_{дн}$ жизни тепловых нейтронов в водонасыщенных породах и коэффициентом k_n их пористости (по Ф. Ц. Денисик и Д. М. Сребродольскому).

1 — кварцевый песчанник; 2 — известняк

Таблица 21. Влияние элементов, интенсивно поглощающих тепловые нейтроны, на время их жизни в осадочных породах

Элемент	Содержание элемента, г/т			τ^* , мкс	Элемент	Содержание элемента, г/т			τ^* , мкс
	Песчанники	Глины	Карбонаты			Песчанники	Глины	Карбонаты	
B	4,0	150	12	300	Eu	0,7	1	—	427
Cd	0	0,37	0,03	429	Gd	0,7	5	—	390
Sn	3,7	5	1,4	400	Dy	2,6	4	0,8	427

* τ — с учетом среднего содержания элемента в осадочных породах.

Т а б л и ц а 22. Предельные значения величин, характеризующих нейтронную активность пород (по расчетам различных авторов)

Порода	Макроскопическое сечение, м ⁻¹		Длина, м		Средняя длина пробега нейтрона до поглощения $\lambda \cdot 10^2$	Среднее время жизни тепловых нейтронов $\tau_{дп}$, мкс	Коэффициент диффузии $D_{0n} \cdot 10^{-3}$, см ² /с
	захвата Σ_{zn}	рассеяния Σ_{rp}	замедления $L_{эф} \cdot 10^2$	диффузии $L_{дп}$			
Конгломерат	0,7—3,2	25,6	27	17	—	1100	—
Песок:							
сухой	0,9	81	—	6,8	—	506	—
влажный	0,4—5,0*	—	—	—	—	—	—
Песчаник:							
газонасыщенный	—	—	—	—	—	760—320	—
нефтенасыщенный**	—	—	—	—	—	968—220	—
влажный	—	—	—	—	—	1050—84	0,7—2,52
Песчаник***	0,866	—	—	—	—	—	—
Глина:							
сухая	—	—	—	14,8	197	890	—
влажная	—	—	—	4	75	340	—
Глина	0,5—1,2	19—60	28	4—18,7	75—197	910—340	1,007—1,9
Глинистый сланец	1,0—1,5	—	—	—	—	—	—
Гнейс***	0,7—1,1	—	—	—	—	—	—
Известняк	0,7—3,6*	—	—	—	—	615—83	0,65—2,3
Доломит	0,45—3,5*	44	—	12,8	217,4	988—924	—
Мергель	0,8—3,0	—	—	—	—	600—530	1,46
Ангидрит	1,3	27—34,8	26—27****	8,97—9,8	—	350—380	—
Гипс	1,7—1,8	151	11	3,6—3,7	84	268—250	—
Каменная соль	50—75	31—44	—	1,0—1,2	55—56	6,4—6,07	—

Осадочные и образовавшиеся из них метаморфические породы

Уголь:	1,9	233,5	—	2,7	—	240	—
бурый	0,154—1,6	211	—	3,1	—	284	—
кзменный	0,108—0,9	137	—	4,9—5,2	114	520—501	—
Антрацит							

Магматические породы

Дунит (4 образца)	1,703	—	—	—	—	—	—
Габбро (27 образцов)	2,147	—	—	—	—	—	—
Норит (11 образцов)	1,28	—	—	—	—	—	—
Диорит (13 образцов)	1,43	—	—	—	—	—	—
Сиенит (24 образца)	1,64	—	—	—	—	—	—
Гранодунит (11 образцов)	1,133	—	—	—	—	—	—
Гранит (среднее из 155 образцов)	1,162	—	—	—	—	—	—
Гранит	0,7—1,1	—	—	—	—	—	—
Базальт	2,10—2,22	—	—	—	—	—	—
Диабаз (среднее из 6 образцов)	1,722	—	—	—	—	—	—

* Максимальные значения крайне редки.

** $k_p=0,9$ при минерализации воды 60 г/л; при двух других минерализациях $k_p=0,8$.

*** Более подробная характеристика породы отсутствует.

**** L_{21} рассчитана без поправки на длину первого пробега.

из определенных по происхождению, возрасту и условиям залегания пластов осадочных пород с одинаковым составом поровых вод, не только отличаются от ранее полученных для пород с однородным составом твердой фазы (твердая фаза представлена только или кварцем, или кальцитом, или доломитом), но и не соответствуют друг другу. Каждой из зависимостей, рассчитанных по результатам химических анализов твердой фазы образцов из данного пласта, соответствует свой наклон прямой $\tau_{dп} = f(k_{п})$.

Это объясняется неоднородностью состава твердой фазы отдельных разностей пород пластов. У песчаников, например, могут оказаться не только глинистые минералы, но также кальцит и даже в небольших количествах элементы с очень высоким сечением захвата (бор, литий, кадмий, самарий, европий, гадолиний и диспрозий). В известняках и доломитах, наряду с кальцитом и доломитом, также обнаруживаются глинистые минералы, пирит, сидерит и другие интенсивно поглощающие нейтроны элементы. Причем для разновозрастных пластов состав и площадное распределение примесей неодинаково. По-разному распределены они и в разрезах. Особенно много примесей, например, в низкопористых глинистых и известковистых песчаниках, которые встречаются в коллекторах, наряду с хорошо отсортированными слабоглинистыми и известковистыми высокопористыми песчаниками. Данные, показывающие содержание элементов, интенсивно поглощающих тепловые нейтроны, и влияние их на время жизни последних в осадочных породах приведены в табл. 21. При расчетах время жизни тепловых нейтронов в твердой фазе осадочных пород (песчаников, известняках и доломитах) в среднем принималось равным

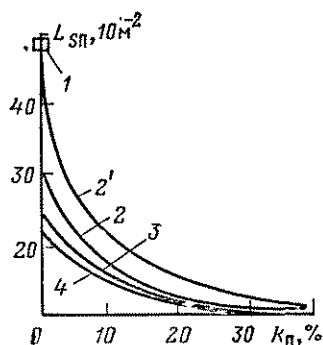


Рис. 150. Зависимость длины L_{sp} замедления нейтронов от коэффициента $k_{п}$ пористости пород (расчетная) [по А. И. Кедрову].

1 — каменная соль; 2 и 2' — песчаники; 3 — доломит; 4 — известняк. Для кривой 2' $E_0 = 14$ МэВ, для остальных 5 МэВ.

430 мкс, в том случае, если породы не содержали элементов с высокими сечениями поглощения. Оно уменьшается, если в осадочной породе находится тот или иной интенсивно поглощающий тепловые нейтроны элемент в количестве, среднем от его содержания в песчаниках, глинистых и карбонатных породах (см. табл. 21).

В обратной зависимости от коэффициента $k_{п}$ пористости находятся также и длины L_{sp} замедления (рис. 150) и $L_{dп}$ диффузии. Например, из рис. 150 видно, что длина L_{sp} замедления гораздо больше зависит от коэффициента пористости (т. е. от объемного содержания жидкой фазы), чем от минерального состава твердой фазы пород.

Четкой дифференциации пород по

значениям их $\Sigma_{\text{зп}}$, $L_{\text{сп}}$, $\tau_{\text{сп}}$, $L_{\text{дп}}$ и $\tau_{\text{дп}}$ пока не установлено (табл. 22). Лучше других изучено $\tau_{\text{дп}}$ осадочных пород. Наибольшие значения $\tau_{\text{дп}}$ (615—1100 мкс) относятся к сухим высокопористым или влажным низкопористым разностям осадочных пород, а наименьшие (84—87 мкс) — к тем же максимально влажным породам, особенно при их насыщении сильно минерализованной водой. Каменная соль характеризуется очень низким значением $\tau_{\text{дп}}$ (6,4—6,7 мкс). Пределы изменения $\tau_{\text{дп}}$ магматических пород в литературе не приводятся. Средние же значения $\Sigma_{\text{зп}}$ возрастают от их кислых ($\Sigma_{\text{зп}}=1,16 \text{ м}^{-1}$) к основным ($\Sigma_{\text{зп}}=2,15 \text{ м}^{-1}$) и ультраосновным ($\Sigma_{\text{зп}}=1,7 \text{ м}^{-1}$) разностям. Следовательно, значения $\tau_{\text{дп}}$ в этом же направлении уменьшаются.

Упругость — свойство пород сопротивляться изменению размеров, объема и нередко формы под внешним воздействием (внешняя нагрузка, объемная сила, нагрев и т. д.) и полностью или частично возвращаться к первоначальному состоянию, если внешнее воздействие на породу устранено и не превосходило предела упругости.

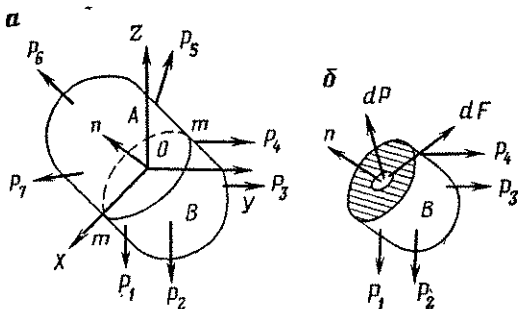
Изменение размеров и формы пород (деформация) является результатом относительного смещения их компонентов: атомов, молекул или ионов узлов кристаллической решетки, минеральных зерен твердой фазы, молекул или ионов жидкой и газовой фаз. Деформации пород препятствуют внутренние силы — силы взаимодействия между их различными частицами.

В связи с этим нагруженная порода находится в напряженном состоянии. Если в какой-то ее небольшой области действует изменяющаяся по величине и направлению сила, то в непосредственной близости от нее возникают изменяющиеся по величине и направлению смещения частиц, а также напряженные состояния породы. Таким образом, частицы рассматриваемой области приходят в колебания. Эти изменения напряженного состояния и колебания частиц распространяются на соседний и от него на последующие объемы породы, т. е. в породе проходят продольная и поперечная волны упругости. При этом в связи с поглощением и рассеянием энергии упругости в породе амплитуды распространяющегося в ней колебания уменьшаются, колебательный процесс затухает. Способность пород деформироваться, передавать с определенной скоростью и на определенных расстояниях колебания упругости, а также поглощать и рассеивать энергию упругости характеризуется рядом петрофизических величин, определенным образом связанных с другими их характеристиками, а также температурой и давлением.

§ 75. МИНЕРАЛЫ

Модули и коэффициенты упругости. Фазовая и вещественная однородность отдельных минералов позволяют иногда рассматривать их поликристаллические разности как квазиоднородные и изотропные сплошные среды, а их монокристаллы как анизотропные тела. Квазиоднородность поликристаллических минералов проявляется в идентичности упругих свойств их отдельных объемов, каждый из которых значительно больше объема их среднего по размерам кристалла. Изотропность же выражается в одинаковости рассматриваемых свойств

Рис. 151. Схема, поясняющая напряженное состояние образца минерала, находящегося под действием уравновешенных сил (а), и понятие напряжения (б)



по любому из направлений отдельных объемов; у анизотропных монокристаллов минералов упругие свойства неодинаковы в различных направлениях от заданной в кристалле точки.

Упругость однородных, изотропных и анизотропных, сплошных сред изучена достаточно полно, и сущность этих исследований сводится к следующему. Если образец среды, например минерала, находится под действием уравновешенных сил $\vec{P}_1 - \vec{P}_7$ (рис. 151), он деформируется и приходит в напряженное состояние. Разделим образец минерала на части А и В плоскостью mm , проходящей через точку О. Часть В можно считать находящейся в равновесии под действием сил $\vec{P}_1 - \vec{P}_4$ и внутренних усилий, непрерывно распределенных по плоскости mm . Последние характеризуются напряжением — силой, приходящейся на единицу площади той поверхности, на которой они действуют.

В общем случае (см. рис. 151, б) напряжение неравномерно распределено по сечению mm , и тогда его величина в любой точке определяется пределом отношения $\Delta p / \Delta F = p_n^*$.

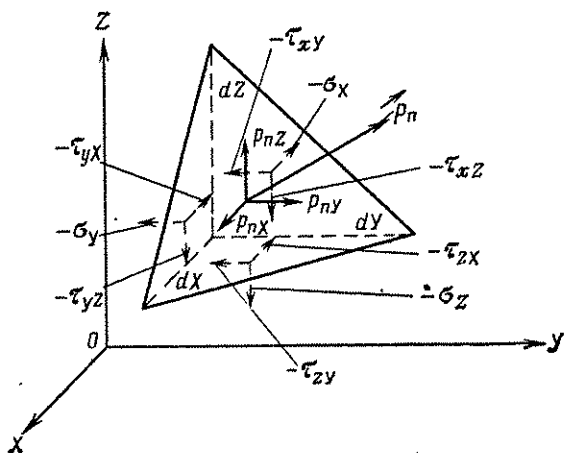


Рис. 152. Составляющие вектора p_n напряжения

* Индекс n у вектора напряжения, действующего на площадке F , означает, что внешняя нормаль к F имеет направление n .

Вектор $\vec{p}_n$ напряжения, действующий в данной точке на любой наклонной элементарной площадке в минерале, вполне определяется шестью независимыми составляющими $\sigma_x, \sigma_y, \sigma_z, \tau_{xy}, \tau_{yz}$ и τ_{zx} напряжения, действующими на трех элементарных площадках, перпендикулярных к координатным осям и образующих вместе с наклонной площадкой тетраэдр (рис. 152). Для получения $\vec{p}_n$ записываются условия равновесия тетраэдра с учетом теоремы о площади проекции (наклонной площади тетраэдра) [25]. Тогда составляющие вектора $\vec{p}_n$ оказываются равными:

$$p_{nx} = \sigma_x \cos(n, x) + \tau_{yx} \cos(n, y) + \tau_{zx} \cos(n, z);$$

$$p_{ny} = \tau_{xy} \cos(n, x) + \sigma_y \cos(n, y) + \tau_{zy} \cos(n, z);$$

$$p_{nz} = \tau_{xz} \cos(n, x) + \tau_{yz} \cos(n, y) + \sigma_z \cos(n, z),$$

где (n, x) , (n, y) и (n, z) — углы, которые составляет нормаль к наклонной площадке в минерале с координатными осями [25].

Так как $\tau_{yx} = \tau_{xy}$, $\tau_{zy} = \tau_{yz}$ и $\tau_{zx} = \tau_{xz}$, то p_n известно, если определены перечисленные выше его составляющие. Составляющие σ_x, σ_y и σ_z являются нормальными, а τ_{xy}, τ_{yz} и τ_{zx} — касательными к площадкам, перпендикулярным к координатным осям. Составляющие напряжения связаны между собой и с объемными силами уравнениями равновесия. Чтобы получить эти уравнения, из минерала мысленно вырезают элементарный параллелепипед. Он находится в равновесии, если

$$\frac{\partial \sigma_x}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yx}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial z} + \delta_m g_x = 0;$$

$$\frac{\partial \tau_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_y}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{zy}}{\partial z} + \delta_m g_y = 0;$$

$$\frac{\partial \tau_{xz}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_z}{\partial z} + \delta_m g_z = 0,$$

где g_x, g_y и g_z — проекции на координатные оси массовой силы g ; δ_m — плотность вещества параллелепипеда (минерала).

Относительное смещение близких частиц P и Q минерала (его деформация) обычно характеризуется относительным изменением e_{PQ} отрезка, соединяющего указанные частицы:

$$e_{PQ} = \frac{L_1 - L}{L} = l^2 \frac{\partial u}{\partial x} + m^2 \frac{\partial v}{\partial y} + n^2 \frac{\partial w}{\partial z} + \\ + mn \left(\frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y} \right) + nl \left(\frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z} \right) + lm \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right).$$

где L и L_1 — длина отрезков, соединяющих точки P и Q в ненагруженном и нагруженном состояниях; l, m, n — направляющие косинусы отрезка PQ в недеформированном состоянии; u, v и w — смещение частицы в направлениях x, y и z (проекции ее смещения).

Если отрезок PQ до деформации был параллелен оси OX , то $l=1$, $m=n=0$, $e_{PQ} = du/dx = e_x$ и является относительным удлинением отрезка в направлении оси X .

Аналогично получаем выражения $e_y = dv/dy$ и $e_z = dw/dz$, которые представляют собой относительные удлинения отрезков до деформации, параллельных осям Y и Z .

Можно также доказать [25], что величины (сдвиги)

$$\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} = e_{xy}; \quad \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y} = e_{yz} \quad \text{и} \quad \frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z} = e_{zx}$$

выражают (в радианах) деформацию (уменьшение) угла между двумя взаимно перпендикулярными прямыми, проходящими через изучаемую точку O .

Итак, параллелепипед со сторонами до деформации, параллельными соответственно осям X , Y и Z и равными Δx , Δy , Δz и объемом $\Delta V = \Delta x \Delta y \Delta z$ в результате всестороннего растяжения будет иметь ребра длиной

$$\Delta x \left(1 + \frac{\partial u}{\partial x} \right), \quad \Delta y \left(1 + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \quad \text{и} \quad \Delta z \left(1 + \frac{\partial w}{\partial z} \right)$$

и объем

$$V + \Delta V = \Delta x \Delta y \Delta z \left(1 + \frac{\partial u}{\partial x} \right) \left(1 + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \left(1 + \frac{\partial w}{\partial z} \right),$$

где ΔV — приращение объема V параллелепипеда, обусловленное его растяжением.

Отсюда, если пренебречь квадратами и произведениями производных смещений [25], получим

$$\frac{\Delta V}{V} = \theta = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = e_x + e_y + e_z = \operatorname{div} \vec{U},$$

где $\vec{U}$ — вектор смещения. Причем $\theta = \Delta V/V$ называется объемным расширением вблизи данной точки.

При наиболее общем напряженном состоянии, когда на гранях элементарного параллелепипеда вблизи данной точки действуют не только нормальные, но и касательные напряжения, ребра параллелепипеда при переходе от ненапряженного состояния к напряженному удлиняются на величины e_x , e_y и e_z , а касательные напряжения изменяют прямые углы между прилегающими гранями на e_{xy} , e_{yz} , e_{zx} .

В общем случае деформация породы в данной точке вполне определена, если известны три удлинения e_x , e_y , e_z и три сдвига e_{xy} , e_{yz} , e_{zx} , называемые компонентами деформации.

Для анизотропных сред при напряжениях, меньших предела упругости, согласно обобщенному закону Гука, составляющие тензора напряжений и деформации связаны следующими соот-

ношениями:

$$\left. \begin{aligned} \sigma_x &= C_{11}e_x + C_{12}e_y + C_{13}e_z + C_{14}e_{yz} + C_{15}e_{zx} + C_{16}e_{xy}; \\ \sigma_y &= C_{21}e_x + C_{22}e_y + C_{23}e_z + C_{24}e_{yz} + C_{25}e_{zx} + C_{26}e_{xy}; \\ \sigma_z &= C_{31}e_x + C_{32}e_y + C_{33}e_z + C_{34}e_{yz} + C_{35}e_{zx} + C_{36}e_{xy}; \\ \tau_{yz} &= C_{41}e_x + C_{42}e_y + C_{43}e_z + C_{44}e_{yz} + C_{45}e_{zx} + C_{46}e_{xy}; \\ \tau_{zx} &= C_{51}e_x + C_{52}e_y + C_{53}e_z + C_{54}e_{yz} + C_{55}e_{zx} + C_{56}e_{xy}; \\ \tau_{xy} &= C_{61}e_x + C_{62}e_y + C_{63}e_z + C_{64}e_{yz} + C_{65}e_{zx} + C_{66}e_{xy}, \end{aligned} \right\} \quad (116)$$

и наоборот, шесть компонентов деформации — это линейные функции шести независимых напряжений, а коэффициенты пропорциональности в этом случае — это величины, названные коэффициентами упругости в противоположность коэффициентам пропорциональности в формулах (116). Из 36 модулей упругости C_{11} , C_{12} , ..., C_{66} в уравнении (116) независимых только 21. Этим числом модулей характеризуется упругость монокристаллов триклинной сингонии. Упругость монокристаллов других сингоний определяется меньшим числом модулей упругости из-за более высокой их симметрии: для моноклинной сингонии — тринадцатью, ромбической — девятью, тригональной — семью, тетрагональной — шестью или семью, гексагональной — пятью и кубической — тремя модулями упругости.

В кубических кристаллах независимыми модулями упругости считают, например, C_{11} , C_{12} и C_{44} , и определяют их в результате измерений: а) относительного уменьшения длины кристалла при его сжатии известным усилием; б) относительного сокращения поперечных размеров кристалла при том же напряженном состоянии; в) сдвига под действием скалывающего напряжения, нормального к кубической оси.

Модули и коэффициенты упругости важнейших породообразующих минералов (кварца, кальцита, биотита, оливина, магнетита и многих других) изучались [1, 7] для выяснения взаимосвязей между характеристиками упругости монокристаллов различной структуры, оценки модулей упругости твердой фазы по модулям упругости и концентрации составляющих ее минералов.

Модули C_{ij} монокристаллов значительно отличаются по величине, а иногда и по знаку. Также неодинаковы они по знаку, значениям и числу для разных по структуре минералов. То же можно сказать и о коэффициентах упругости. Это отражает зависимость характеристик упругости монокристаллов от их реальной кристаллической структуры, весьма сложных процессов различного рода микроскопических взаимодействий в решетке кристалла [1].

Согласно К. С. Александрову и Т. В. Рыжовой, значения коэффициентов и модулей упругости, а поэтому и сил связей в структуре кристалла определяются ионными радиусами, ва-

лентностью и координационными¹ числами катионов кристалла. Они возрастают при увеличении валентности и координационного числа и уменьшении ионного радиуса катионов. Это правило позволяет объяснить изменение упругости монокристаллов изоморфных рядов минералов, где это изменение связано с заменой катионов. Например, уменьшение упругости гранатов при замене Mg^{2+} (ионный радиус $r=0,074$ нм) на Fe^{2+} ($r=0,08$ нм) или рост модулей и коэффициентов упругости в ряду плагиоклазов с повышением содержания анортитового компонента, объясняемый замещением ионов Na^+ ионами Ca^{2+} . Если вместо Na и Ca, как это имеет место в плагиоклазах, в кристаллической решетке минерала оказывается калий, характерный для структур калинатровых полевых шпатов, то значения характеристик упругости уменьшаются по сравнению с соответствующими характеристиками плагиоклазов. Можно было бы привести еще ряд примеров, подтверждающих это правило [1].

Если в кристаллической решетке кристалла минерала оказывается несколько катионов, то описанное правило позволяет определить, какие из них обуславливают силы связей в различных направлениях.

Полное исследование зависимости значений модулей C_{ij} упругости от давления и температуры приведено только для кварца в интервалах давлений от атмосферного до 210 МПа и температур от 25 до $-195,8^\circ\text{C}$. Модули C_{ij} кварца возрастают с уменьшением температуры, при этом тем скорее, чем больше давление.

Для описания упругости однородных и изотропных поликристаллических минералов достаточно двух любых простых модулей упругости. В этом случае формулы обобщенного закона Гука приводятся к следующему виду:

$$\left. \begin{aligned} \sigma_x &= \frac{\nu E}{(1+\nu)(1-2\nu)} \theta + \frac{E}{(1+\nu)} e_x = \lambda\theta + 2\mu e_x; \\ \sigma_y &= \frac{\nu E}{(1+\nu)(1-2\nu)} \theta + \frac{E}{(1+\nu)} e_y = \lambda\theta + 2\mu e_y; \\ \sigma_z &= \frac{\nu E}{(1+\nu)(1-2\nu)} \theta + \frac{E}{(1+\nu)} e_z = \lambda\theta + 2\mu e_z; \\ \tau_{yz} &= \frac{E}{2(1+\nu)} e_{yz} = \mu e_{yz}; \\ \tau_{zx} &= \frac{E}{2(1+\nu)} e_{zx} = \mu e_{zx}; \\ \tau_{xy} &= \frac{E}{2(1+\nu)} e_{xy} = \mu e_{xy}, \end{aligned} \right\} \quad (117)$$

¹ Координационное число — число ближайших к определенному атому (иону) соседних атомов (ионов) в кристалле.

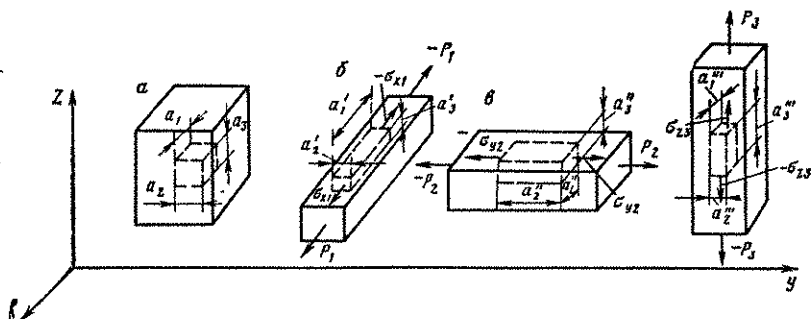


Рис. 153. Схема, поясняющая простое растяжение бруска минерала.

a — брусок минерала до приложения растягивающих усилий; b — тот же брусок, но на его параллельных гранях соответственно, перпендикулярных к осям x , y и z , действуют пары сил, параллельных осям x , y и z

так как в уравнении (116)

$$C_{11} = C_{22} = C_{33} = \lambda + 2\mu;$$

$$C_{44} = C_{55} = C_{66} = \mu;$$

$$C_{12} = C_{21} = C_{13} = C_{31} = C_{23} = \lambda,$$

остальные C_{ij} ($i=1,2, \dots, 6$ и $j=1,2, \dots, 6$) равны нулю. В уравнениях (117) даны следующие обозначения: $E = C_{11}$ — модуль линейного удлинения (модуль Юнга); ν — коэффициент поперечного сжатия или коэффициент Пуассона; λ и μ — коэффициенты Ламе, которые находятся в следующих соотношениях с E и ν :

$$\lambda = \frac{\nu}{(1+\nu)(1-2\nu)} E \quad \text{и} \quad \mu = \frac{1}{2} \frac{E}{1+\nu}.$$

Модуль Юнга — это коэффициент пропорциональности между действующим изолированно-продольным растягивающим (или сжимающим) напряжением σ_x (или σ_y и σ_z) и соответствующей ему деформацией e_x , (или e_y и e_z). Растягивающее напряжение возникает, например, если к центрам параллельных торцов бруска минерала (или породы) приложена пара растягивающих сил $\vec{P}_1$ (или $\vec{P}_2$, или $\vec{P}_3$), действующих параллельно оси X (Y или Z) (рис. 153).

В каждом из этих случаев выделенный в ненагруженном образце кубик с ребрами $a_1 = a_2 = a_3$ (см. рис. 153, a) при напряженном состоянии минерала деформируется так, что его ребра, параллельные действующей силе, получают относительные приращения e_x или e_y и e_z , пропорциональные возникающему напряжению σ_x (σ_y или σ_z), а величина перпендикулярных к ним ребер сокращается. Причем относительные сокращения этих ребер кубика равны и пропорциональны продольной деформации e_x (или e_y или e_z).

Если длины сторон кубика деформированных парой усилий

P_1 равны a_1', a_2', a_3' , а при воздействии других двух пар усилий P_2 и P_3 — a_1'', a_2'', a_3'' и a_1''', a_2''', a_3''' , то в соответствии со сказанным выше можно написать следующее:

$$\begin{aligned} e_{x1} &= \frac{a_2' - a_1}{a_1} = \frac{1}{E} \sigma_{x1}; \\ e_{y1} = e_{z1} &= \frac{a_2' - a_2}{a_2} = \frac{a_3' - a_3}{a_3} = -\nu e_{x1} = -\frac{\nu}{E} \sigma_{x1}; \\ e_{y2} &= \frac{a_2'' - a_2}{a_2} = \frac{1}{E} \sigma_{y2}; \\ e_{x2} = e_{z2} &= \frac{a_1'' - a_1}{a_1} = \frac{a_3'' - a_3}{a_3} = -\nu e_{y2} = -\frac{\nu}{E} \sigma_{y2}; \\ e_{z3} &= \frac{a_3''' - a_3}{a_3} = \frac{1}{E} \sigma_{z3}; \\ e_{x3} = e_{y3} &= \frac{a_1''' - a_1}{a_1} = \frac{a_2''' - a_2}{a_2} = -\nu e_{z3} = -\frac{\nu}{E} \sigma_{z3}; \end{aligned}$$

где e_{x1} , e_{x2} и e_{x3} — деформации ребер кубика, параллельных оси X при поочередном воздействии на него напряжений σ_{x1} , σ_{y2} и σ_{z3} ; e_{y1} , e_{y2} и e_{y3} и e_{z1} , e_{z2} и e_{z3} — то же, но ребра кубика соответственно параллельны осям Y и Z .

Если к кубику (см. рис. 153, а) напряжения σ_{x1} , σ_{y2} и σ_{z3} приложены одновременно, то деформации его ребер, имеющих одинаковое направление по отношению к координатным осям, суммируются и деформации e_{x123} , e_{y123} , e_{z123} ребер кубика определяются по формулам:

$$\begin{aligned} e_{x123} &= e_{x1} + e_{x2} + e_{x3} = \frac{1}{E} \sigma_{x1} - \frac{\nu}{E} \sigma_{y2} - \frac{\nu}{E} \sigma_{z3} = \\ &= \frac{1}{E} [\sigma_{x1} - \nu(\sigma_{y2} + \sigma_{z3})]; \\ e_{y123} &= e_{y1} + e_{y2} + e_{y3} = \frac{1}{E} [\sigma_{y2} - \nu(\sigma_{x1} + \sigma_{z3})]; \\ e_{z123} &= e_{z1} + e_{z2} + e_{z3} = \frac{1}{E} [\sigma_{z3} - \nu(\sigma_{x1} + \sigma_{y2})]. \end{aligned}$$

Складывая полученные уравнения, получим деформацию

$$\Delta = e_{x123} + e_{y123} + e_{z123} = [(1 - 2\nu)(\sigma_{x1} + \sigma_{y2} + \sigma_{z3})]/E.$$

При $P_1 = P_2 = P_3 = P$ и, следовательно, при $\sigma_{x1} = \sigma_{y2} = \sigma_{z3}$

$$\Delta = 3(1 - 2\nu)\sigma/E.$$

Как показано выше, $\Delta = \Delta V/V = e_x + e_y + e_z$, т. е. является относительным увеличением объема кубика при его всестороннем растяжении равными усилиями, нормальными к противоположным граням кубика. Таким образом, можно написать

$$\frac{\Delta V}{V} = \frac{3(1 - 2\nu)}{E} \sigma = \beta \sigma = \frac{1}{K} \sigma,$$

где $K=1/3(1-2\nu)$ — модуль всестороннего растяжения (или сжатия); $\beta=1/K$ — коэффициент сжимаемости.

Модуль K определяет пропорциональность относительного объемного расширения $\Delta V/V=e_x+e_y+e_z$ или сжатия образца действующим напряжением $\sigma_x, \sigma_y, \sigma_z$ при условии их равенства друг другу и отсутствии остальных компонентов напряжения. Это соответствует всестороннему гидростатическому давлению

$$\sigma_x=\sigma_y=\sigma_z=\sigma=-K(\Delta V/V)=-K(e_x+e_y+e_z).$$

В теории упругости рассматривается еще одна простая величина $G=\mu=[E/(1+\nu)]/2$. Модуль G сдвига или коэффициент μ Ламе устанавливает пропорциональность между касательным напряжением, действующим изолированно, и соответствующей деформацией. Например, между τ_{yz} и e_{yz} , причем $G=C_{44}$: $\tau_{yz}=\mu e_{yz}=Ge_{yz}=C_{44}e_{yz}$. Модули E, G и K имеют разность напряжений, а единицами их измерения в СИ являются Н/м² или Па, ν — безразмерна. Величина $\beta=1/K=E/3(1-\nu)$ называется коэффициентом всестороннего сжатия или сжимаемостью. Единицы ее измерения обратны единицам измерения K .

Величины $E, \nu, G(\mu), K$ связаны друг с другом определенными зависимостями [2, табл. 50]. Это позволяет по двум известным простым характеристикам упругости определить остальные.

Значения модулей E, G, K и коэффициентов ν и β поликристаллических минералов можно установить путем усреднения модулей и коэффициентов упругости их монокристаллов, а также по данным измерений их в лаборатории. Наиболее полная сводка методик и результатов этих исследований содержится в работе [5].

Значения E, G, K и ν получены для важнейших порообразующих минералов осадочных, магматических и метаморфических пород, а также для рудных минералов и чистых металлов. Они варьируют в довольно широких пределах: $E=(0,1 \div 10) \times 10^{11}$ Па, $G=(0,1 \div 4) \cdot 10^{11}$ Па, $K \approx (0,25 \div 2,5) \cdot 10^{11}$ Па (измерений этой величины мало). Причем расчетные и экспериментальные значения K удовлетворительно совпадают [1].

По модулям E, G и K минералы можно подразделить на группы с высокими, повышенными, средними и низкими значениями рассматриваемых величин. Пределы изменения E, G и K для указанных групп приведены в табл. 23.

В группу I входят из самородных металлов железо, из неметаллов — алмаз, из сульфидов — пирит и марказит, окислы типа AX_2 (рутил, касситерит и др.), AX (периклаз), A_2X_3 (корунд, гематит), окислы, содержащие уран и торий (уранинит и торинит), сложные окислы, за исключением некоторых разновидностей хромита (шпинель, магнетит, ильменит и др.), большинство островных силикатов (форстерит,grossуляр, гранат, циркон и др.), редкие из щелочных силикатов (берилл, турмалин).

Таблица 23. Пределы изменения модулей упругости (E , G и K) групп минералов, выделенных по их значениям

Группа	Характеристика групп минералов по значениям модулей упругости	E	G	K
		$\cdot 10^{-11}$, Па		
I	Высокие	$2 \rightarrow 4$	$0,6 \rightarrow 0,8$	$1,0 \rightarrow 1,25$
II	Повышенные	$1,2 \rightarrow 2,0$	$0,4 \rightarrow 0,6$	$0,75 \rightarrow 1,0$
III	Средние	$0,5 \rightarrow 1,0$	$0,2 \rightarrow 0,4$	$0,5 \rightarrow 0,75$
IV	Низкие	$< 0,5$	$< 0,2$	$< 0,5$

Ко II группе относятся такие самородные металлы, как платина, палладий, тантал, арсениды в виде кобальтина и смальтина, окислы типа AX — цинкит, содержащие цирконий — бадделент, фосфаты — апатит, большинство изученных цепочных силикатов — пироксены (диопсид, авгид, диаллаг и др.), слоистые силикаты — серпентин.

Группу III представляют металлы — серебро и сурьма, неметаллы — графит и селен, многие сульфиды и сульфосоли (галенит, сфалерит, пирротин, халькопирит и др.), безводные сульфаты (ангидрит, барит и др.), карбонаты безводные, за исключением магнезита (кальцит, сидерит, доломит и др.), силикаты ленточные (роговая обманка, тремолит и др.), силикаты слоистые групп слюд и хрупких слюд (мусковит, флогопит, биотит, хлориты), большинство каркасных силикатов: минералы группы кварца (кварц и халцедон), полевые шпаты (альбит — анортит), кали-натровые полевые шпаты (ортоклаз, микроклин), фельдшпатиты (нефелин, лейцит, анальцим), нитраты — натриевая селитра.

Наконец, в IV группу объединяются металлы — золото, свинец, висмут и тантал, некоторые сульфиды — арсенопирит, киноварь, аргентит, халькозин, висмутин, изученные окислы типа A_2X — лед, водные сульфаты (гипс, эпсомит), карбонаты — магнезит, слоистые силикаты — тальк и хризокolla, хлориты — галлит, сильвин, кераргирит).

Такую закономерность в изменении значений модулей упругости главных породообразующих минералов осадочных, магматических, метаморфических пород Н. Б. Дортман и другие исследователи объясняют [7] так. Средневзвешенная относительная атомная масса главных породообразующих минералов (оливинов, пироксенов, полевых шпатов, кварца и т. д.) изменяется относительно мало. Для них характерны ковалентная межатомная связь, закономерное изменение плотности упаковки атомов в минерале, зависящее от их радиусов и структуры и обуславливающее упругость этих соединений. У силикатов, например, плотность упаковки атомов и упрочнение ковалентной связи между основными структурными единицами (кремнекислородные или алюмокремнекислородные тетраэдры) возрастает в ряду каркасные — цепочные — островные силикаты, и это приводит к увеличению модулей упругости минералов в направлении

от первого к последнему члену ряда. Еще значительнее плотность упаковки атомов, прочность ковалентного соединения структурных единиц (алюмоокислородные тетраэдры) у таких окислов, как корунд и шпинель, также с островной структурой. В связи с этим значительнее и их модули упругости, чем у островных силикатов. Наибольшей упругостью обладает алмаз за счет совершенства и прочности тетраэдров углерода. Так как плотность породообразующих минералов определяется теми же особенностями, что и модули упругости, между этими величинами наблюдается прямая корреляционная связь.

Изменение значений модулей упругости сульфидов, окислов железа, других рудных минералов и самородных металлов в основном связывают [7] с изменением их средневзвешенной относительной атомной массы. Для этих минералов характерны ковалентно-металлическая или металлическая форма связи атомов, слабая зависимость структуры и свойств от радиуса атомов и плотности упаковки их в кристаллах и гораздо более тесная зависимость строения и свойств от их средневзвешенной относительной атомной массы. Чем больше последняя, а следовательно, и плотность рудных минералов, тем ниже их модули упругости.

В связи с этим модули упругости этой группы минералов уменьшаются с возрастанием их плотности, но они увеличиваются с ростом их твердости. Однако значения модулей упругости этих минералов больше для заданной твердости, чем те же для главных петрогенных минералов [7].

В меньшей степени от 0,08 (для кварца) до 0,34—0,35 (для циркона, гипса, сфарелита) варьируют значения коэффициента ν . Чаще всего он изменяется от 0,24—0,26.

Модули E , G и K и коэффициенты ν , β минералов зависят от температуры и давления. Изучено изменение сжимаемости главных породообразующих минералов от давления и температуры. Она возрастает с давлением и уменьшается с температурой [6].

Скорость распространения волн упругости. Выделим в образце квазиоднородного и изотропного минерала вблизи точки C с координатами x , y , z элементарный параллелепипед со сторонами dx , dy и dz , объемом $dV = dx dy dz$ и массой $\delta_m dV$, где δ_m — плотность минерала.

Так как произведение массы элементарного параллелепипеда на ускорение по одной из осей (например, $\partial^2 u / \partial t^2$ по оси X) равно сумме проекций вдоль любой из осей всех сил, действующих на параллелепипед [например, сумме $(\partial \sigma_x / \partial x + \partial \tau_{xy} / \partial y + \partial \tau_{zx} / \partial z) dV$], на ось X , то для квазиоднородного и изотропного минерала уравнения движения точки M в напряжениях примут вид

$$\frac{\partial \sigma_x}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial z} = \delta_m \frac{\partial^2 u}{\partial t^2};$$

$$\begin{aligned}\frac{\partial \tau_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_y}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial z} &= \delta_m \frac{\partial^2 v}{\partial t^2}; \\ \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_z}{\partial z} &= \delta_m \frac{\partial^2 w}{\partial t^2}.\end{aligned}\quad (118)$$

или в векторной форме

$$\operatorname{div} \vec{P} = \delta_m \frac{\partial^2 \vec{U}}{\partial t^2},$$

где u , v и w — проекции перемещения точки M на оси X , Y и Z ; $\vec{P}$ — вектор напряжения; $\vec{U}$ — вектор смещения.

Уравнения (118) могут быть преобразованы в уравнения движения точки M в смещениях при учете закономерностей, выраженных в формуле (117), между напряжениями и деформациями:

$$\left. \begin{aligned}\delta_m \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} &= (\lambda + \mu) \frac{\partial \theta}{\partial x} + \mu \nabla^2 u; \\ \delta_m \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} &= (\lambda + \mu) \frac{\partial \theta}{\partial y} + \mu \nabla^2 v; \\ \delta_m \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} &= (\lambda + \mu) \frac{\partial \theta}{\partial z} + \mu \nabla^2 w,\end{aligned}\right\} \quad (119)$$

где дилатация — расширение объема около точки M

$$\theta = \operatorname{div} \vec{U} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = \frac{\Delta V}{V};$$

$$\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}.$$

Уравнения (119) сводятся к двум¹:

$$\frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2} + \frac{\lambda + \mu}{\delta_m} \nabla^2 \theta; \quad (120)$$

$$\mu \nabla^2 \omega = \delta_m \frac{\partial^2 \omega}{\partial t^2}. \quad (121)$$

После подстановки $\omega = \operatorname{rot} \vec{U}$ получим

$$\frac{\partial^2 \operatorname{rot} \vec{U}}{\partial t^2} = \frac{\mu}{\delta_m} \nabla^2 \operatorname{rot} \vec{U},$$

¹ Для получения уравнения (120) необходимо продифференцировать каждое из уравнений (119) соответственно по x , y , z , сложить полученные уравнения и представить результаты в векторной форме. Уравнение (121) находят следующим путем. Дифференцируют первое из уравнений (119) по y , второе по x , и из первой производной вычитают вторую. Это дает

$$\delta_m \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) = \mu \nabla^2 \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right).$$

Затем так же получают два других аналогичных уравнения, и три найденных уравнения объединяют в одно векторное.

Уравнение (120) описывает закон распространения продольных волн сжатия. Переменная θ представляет собой расширение около заданной точки.

Интеграл уравнения (120) является функцией x, y, z, t . При $t = \text{const}$ эта функция определяет характер распределения θ в объеме исследуемого минерала. Полагая постоянными x, y, z , можно установить характер изменения единицы объема минерала во времени.

Если уравнение (120) соответствует сжатию и расширению, то уравнение (121) — кручению и сдвигу. Интегрируя уравнения, (120) и (121), можно показать, что функции вида $(1/r)F_1(r - v_P t)$ и $(1/r)F_2(r - v_S t)$ удовлетворяют дифференциальным уравнениям (120) и (121), если

$$v_P = \sqrt{(\lambda + 2\mu)/\delta_m} \quad \text{и} \quad v_S = \sqrt{\mu/\delta_m},$$

где r — расстояние от точки M до начала координат.

Из вида этих функций также следует, что v_P и v_S являются соответственно скоростями распространения волн упругости — сжатия и расширения и волн кручения или сдвига.

Таким образом, продольные и поперечные волны распространяются в квазиоднородных и изотропных минералах со скоростями:

$$v_P = \sqrt{\frac{E(1-\nu)}{\delta_m(1+\nu)(1-2\nu)}} = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\delta_m}} = \sqrt{\frac{K + 4/3G}{\delta_m}}. \quad (122)$$

$$v_S = \sqrt{\frac{E}{\delta_m 2(1+\nu)}} = \sqrt{\frac{G}{\delta_m}} = \sqrt{\frac{\mu}{\delta_m}}. \quad (123)$$

Так как характеристики упругости минералов зависят от температуры и давления, то скорости распространения волн в них также зависят от этих факторов.

Скорости распространения продольных волн упругости в минералах изменяются от 2 (золото) до 18 (алмаз) км/с, а поперечных — от 1,2 до $>7,1$ км/с. Это установлено путем расчета v_P и v_S по формулам (122) и (123), значениям модулей E (или K), G , коэффициента ν и плотностей минералов δ_m и подтверждено экспериментальными данными [1]. По изменению значений v_P и v_S минералы подразделяются на главные породообразующие минералы (I тип), рудные и самородные металлы (II тип). Электронное строение атомов главных элементов групп и кристаллическая структура минералов рассмотрены в работе [7].

Скорость распространения волн упругости и плотность минералов первого типа, так же как их модули E и G , возрастают с увеличением плотности упаковки атомов в их кристаллах, поэтому между v_P и δ_m наблюдается хорошая и прямая корреляционная связь (рис. 154). Для второго типа минералов между v_P и δ_m установлена обратная зависимость (см. рис. 154). Она объясняется уменьшением значений модуля E упругости

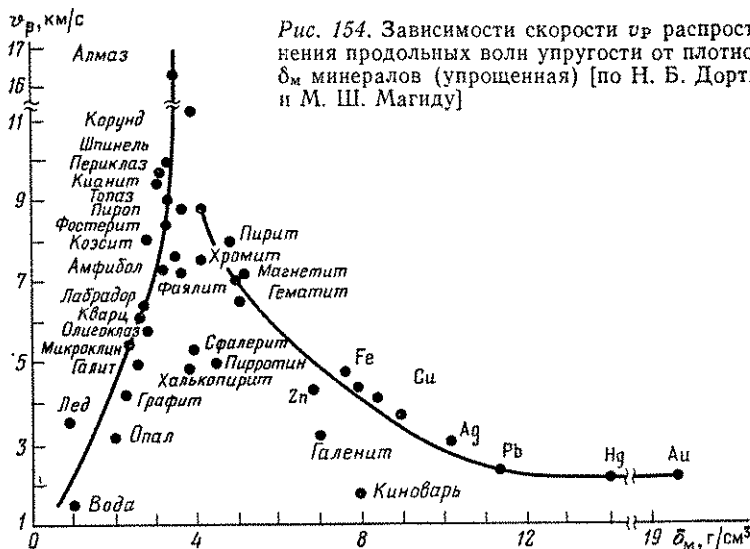


Рис. 154. Зависимости скорости v_p распространения продольных волн упругости от плотности δ_m минералов (упрощенная) [по Н. Б. Дортман и М. Ш. Магиду]

и увеличением плотности минералов с ростом далеко не одинаковой относительной атомной и средневзвешенной атомной массы составляющих их элемента или элементов; плотность упаковки атомов в кристаллах этих минералов влияет относительно мало.

§ 76. ТВЕРДАЯ ФАЗА

Модули E_t , G_t , K_t , коэффициент ν_t и скорости v_{pt} и v_{st} распространения волн упругости в изотропном твердом компоненте полиминеральных горных пород оценены по их минеральному составу, значениям G_{ti} , K_{ti} модулей упругости, δ_{ti} плотностей слагающих ее минералов [1]. Основы теории и методики такой оценки (расчета), которая сводилась к получению средних значений модулей упругости G_t , K_t , и δ_t и расчету остальных модулей, коэффициентов упругости, скоростей распространения волн упругости по соответствующим формулам для однородной и изотропной среды, содержатся в работе [1].

Если в первом приближении, G_{ti} и K_{ti} рассматривать независимыми, то усреднение, в частности, можно провести по формулам:

$$\ln G_t = \sum_i V_{ti} \ln G_{ti}$$

$$\ln K_t = \sum_i V_{ti} \ln K_{ti},$$

где V_{ti} — удельный объем i -го минерала твердого компонента пород с G_{ti} (или K_{ti}), определяющий его вклад в $\ln G_t$ (или

in K_T) смеси. При этом суммируют по числу минералов твердого компонента данной породы.

Анализируя расчетные значения скоростей распространения волн и модулей упругости твердого компонента магматических пород, отметим, что они максимальны у ультрабазитов ($v_{P,T,P} = 7,5 \div 8,5$ км/с, $v_{S,T,P} \approx 4 \div 5$ км/с, $E_{T,P} \approx 1,2 \div 2$ МПа, $G_{T,P} \approx 0,5 \div 0,8$ МПа, $K_{T,P} \approx 1,0 \div 1,3$ МПа), тогда как низкие их значения относятся к гранитоидам. У последних $v_{P,T,P} \approx 5 \div 6,2$ км/с, $v_{S,T,P} \approx 3,5 \div 3,6$ км/с, $E_{T,P} \approx 0,8 \div 0,9$ МПа, $G_{T,P} = 0,32 \div 0,37$ МПа, $K_{T,P} = 0,475 \div 0,58$ МПа. Значения характеристик упругости основных и средних пород в полном согласии с особенностями минерального состава твердого компонента этого ряда пород находятся между теми же для ультрабазитов и гранитоидов.

У ультрабазитов преобладают минералы с относительно более значительными модулями упругости: оливин, диопсид, авгит и другие, тогда как главными породообразующими минералами гранитоидов являются кварц, полевые шпаты со сравнительно низкими значениями модулей упругости. В составе твердой фазы других разностей рассматриваемых групп пород находятся минералы как с повышенными, так и с низкими значениями E , G , K . Упругость твердого компонента осадочных пород этим методом изучена слабее. В соответствии со значениями характеристик упругости кальцита и кварца упругость твердой фазы известняков обычно немного больше, чем та же гранитоидов, а упругость песчаников, близка к ним.

Характеристики упругости твердого компонента изученных метаморфических пород также вполне определяются их минеральным составом и изменяются примерно в тех же пределах, что и у магматических пород. Характеристики упругости достигают очень высоких значений у эклогитов, в составе которых преобладает гранат с высокими значениями E , G и K .

Малые значения характеристик упругости установлены у кварцитов, почти нацело состоящих из кварца. Расчетные значения характеристик упругости хорошо коррелируются с экспериментальными значениями этих величин, полученными для низкопористых воздушно-сухих пород с тем же минеральным составом и для пород, слагающих определенный тип осадочных отложений. В последнем случае за $v_{P,T,P}$ принимают значение $v_P = 1/\tau$ при $k_P = 0$, получаемое из экспериментальных корреляционных зависимостей типа $\tau = a + bk_P$, где τ — интервальное время; a и b — коэффициенты, постоянные для определенного типа отложений.

§ 77. ЖИДКАЯ И ГАЗОВАЯ ФАЗЫ

В жидком или газовом компоненте пород распространяются только волны, связанные с изменением его объема, — продольные волны сжатия или растяжения. Приведем волновое уравнение, характеризующее изменения $\Delta\phi$ потенциала ϕ звуковой

волны во времени и пространстве, удовлетворительно описывающего распространение волн упругости в указанных компонентах пород:

$$\frac{d^2\varphi}{dt^2} - v_p^2 \Delta\varphi = 0 \quad \text{или} \quad \Delta\varphi = \frac{1}{v_p^2} \frac{\nabla^2\varphi}{dt^2}, \quad (124)$$

где $\Delta\varphi = v_k$ — колебательные скорости движения частиц в рассматриваемых средах, намного меньшие скорости звука; $v_p = \sqrt{(\partial p / \partial \delta)_s}$ — скорость распространения волн упругости в жидком и газовом компонентах; p и δ — давление в тех же средах и их плотность; s — символ энтропии (в связи с адиабатичностью процесса она постоянна).

Уравнение (124) получено в результате совместного решения при определенных условиях [22] линеаризованных уравнений движения

$$\frac{\partial v_k}{dt} + \frac{\nabla p'}{\delta} = 0,$$

неразрывности

$$\frac{\partial \delta'}{dt} + \delta_0 \operatorname{div} v_k = 0,$$

и статического состояния

$$p' = \left(\frac{\partial p_0}{\partial \delta_0} \right)_s \delta',$$

где p' , δ' — давление в жидкости или газе и их плотность в звуковой волне; p_0 и δ_0 — то же, но в их статическом состоянии.

Уравнение (124) применимо к средам, относительно мало изменяющим энергию волны упругости. Ему удовлетворяют решения, описывающие две волны, бегущие вдоль оси X в противоположных направлениях [22].

В идеальном газе и жидкости, где звук не затухает, волны упругости распространяются со скоростью

$$v_p = \sqrt{\gamma p_{0\text{ ср}} / \delta} = \sqrt{1 / \delta \beta_a},$$

где γ — коэффициент Пуассона, δ — плотность среды, β_a — адиабатическая сжимаемость, $p_{0\text{ ср}}$ — среднее давление в статическом состоянии.

Скорости распространения продольных волн упругости изучались и экспериментально на образцах дистиллированной воды, растворов NaCl, пластовых вод, нефтей, керосина, воздуха, метана, изоктана и других веществ при обычных лабораторных и в других, встречающихся в недрах Земли, термобарических условиях (интервал температур 0—200 °C и давления 0,1—150 МПа) (рис. 155).

При температуре 20 °C и давлении 0,1 МПа скорость v_p в воде (1500 м/с) больше скорости в нефти (1300 м/с), и обе они значительно превышают v_p в воздухе (330 м/с) и метане (~490 м/с).

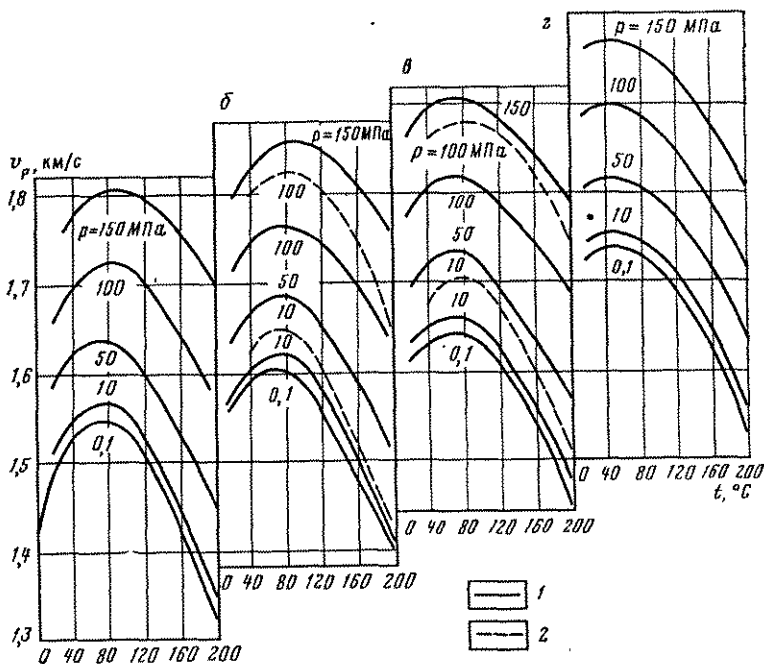


Рис. 155. Зависимости скорости v_p продольных ультразвуковых волн в воде от температуры t , давления p и минерализации C по Н. Г. Куликовой и др. (1) и В. П. Лукову (2).

a — для дистиллированной воды; для раствора NaCl концентрации C (в г/л) и пластовой воды минерализации (в г/л); $б$ — 58,5 и 60, $в$ — 117 и 120; $з$ — 234

Значения v_p в воде быстро увеличиваются с ростом ее минерализации и давления (см. рис. 155, б). С повышением температуры воды они сначала постепенно достигают максимума, а затем падают. При увеличении минерализации воды максимальные значения v_p достигаются при все меньших температурах (см. рис. 155, б, з). Для других жидкостей (керосин, нефть) скорость v_p непрерывно уменьшается с повышением температуры.

Скорость звука в морской воде, в слоях, близких к поверхности, при разных температурах можно, например, определить по формуле

$$v_{pв} = 1445,5 + 3,92t - 0,024t^2;$$

$v_{pв}$ возрастает приблизительно на 18 м/с на 1 км глубины.

Получено и следующее уравнение, определяющее $v_{pв}$ воды при минерализации C (в кг/м³), давлении p (в МПа) и температуре t (в °C):

$$v_{pв} = \frac{(1 + 2,2 \cdot 10^{-3}t - 1,65 \cdot 10^{-5}t^2)(1 + 5,5 \cdot 10^{-4}C)}{710(1 - 1,2 \cdot 10^{-3}p)}. \quad (125)$$

Все это говорит о значительном влиянии на $\nu_{\text{РВ}}$ не только состава, но и термобарических условий.

Изменяется с температурой, давлением и соленостью воды и объемный модуль упругости морской поровой воды. Между $k_{\text{в}}$ и $\nu_{\text{РВ}}$ имеется определенная связь.

§ 78. ПОРОДЫ

Горные породы в общем случае являются агрегатами, фазы которых обладают резко различной упругостью, неодинаковой для отдельных разностей. Специфическую упругость имеет также скелет породы. Он занимает в пространстве тот же объем, что и вся среда в целом. Масса же его равна массе твердого компонента породы. Скелет часто в основном складывается различными по составу, форме, взаимосвязи относительно крупными зернами твердого компонента. К нему также относят карбонатный, кварцевый, набухший глинистый и другие виды цемента, слабосвязанные с зернами. В его межзерновых цементсодержащих сообщающихся друг с другом порах находится жидкий, газовый или оба эти компонента пород. Иногда жидкий и газовый наполнитель практически неподвижен в порах — не может циркулировать через них под воздействием тех незначительных и переменных приращений напряжений, которые возникают при прохождении в породе волн упругости.

В поровое пространство такой породы не поступает также извне жидкий наполнитель порового пространства. Малые и переменные во времени изменения напряжения в породах от звуковых волн не вызывают необратимых деформаций. Деформации пропорциональны напряжениям, а потери энергии и наблюдаемые изменения низкопористых пород весьма близки к тем же для идеально упругих тел. Поры этих пород считают закрытыми. Примерами пород с закрытыми порами могут служить низкопористые, неизменные разности осадочных, магматических и метаморфических пород, залегающие глубже верхней трещиноватой зоны; глины же, а также породы неэксплуатирующихся нефтяных залежей в условиях замкнуто-упругого режима представляют высокопористые разности этих сред. Такие породы в дальнейшем будем согласно Ф. Гассману [2] называть дифференциально упругими с совершенной связью между компонентами.

Есть, однако, породы, содержащие жидкую и газовую фазы в объемах, заметно сказывающихся на их упругости, с менее прочной межфазной связью; их подразделяют на породы с относительно малой и практически отсутствующей межфазной связью. Первые (гравий, пески-плывуны, разрабатываемые нефте- и водогазонасыщенные пески, песчаники, алевролиты, рыхлые известняки и доломиты назовем дифференциально упругими породами с несовершенной связью между фазами; их жидкий и твердый компоненты перемещаются друг относительно друга, и эти перемещения взаимосвязаны.

При почти полном отсутствии связи между составляющими заполнитель порового пространства легко циркулирует в поровом пространстве пород; и незначительные приращения напряжений не изменяют напряжений заполнителя порового пространства. Изменения напряжений действуют лишь на твердое вещество и скелет породы.

На связь между фазами влияют вязкость жидкости, диаметр поровых каналов. Простая структура порового пространства при других благоприятных факторах обеспечивает незначительную связь между фазами. До напряжений, при которых начинает изменяться конфигурация порового пространства и возникает передвижение газов и жидкостей, упругие свойства дифференциально упругих пород качественно не отличаются от аналогичных свойств идеально упругих сред.

§ 79. ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНО УПРУГИЕ ОДНОРОДНЫЕ, ИЗОТРОПНЫЕ И АНИЗОТРОПНЫЕ ПОРОДЫ С СОВЕРШЕННОЙ СВЯЗЬЮ МЕЖДУ ФАЗАМИ

Модельные теории

Модули и коэффициенты упругости. По Ф. Гассману, составляющие дифференциально упругих пород (твердая фаза, газ или жидкость) ведут себя как идеально упругие изотропные и однородные среды, к которым применимы все перечисленные выше законы теории упругости в дифференциальной форме. Если скелет породы при определенных форме, размерах пор и измерительной установке можно рассматривать как макроскопически изотропный и однородный, то его в целом следует также в известных пределах считать идеально упругим.

Упругие свойства такой породы при совершенной связи между ее фазами и лабораторных температурах и давлениях характеризуются, как и в случае идеально упругих сред, двумя модулями (коэффициентами) упругости. В качестве характеристик упругости выберем модули всестороннего сжатия K_{T+3} и сдвига G . Очевидно, что модули сдвига скелета двухфазной и однофазной пород равны; а модуль K_{T+3} всестороннего сжатия для двухфазной породы (твердая фаза+заполнитель) с совершенной связью между составляющими зависит не только от модулей всестороннего сжатия фаз и скелета породы, а также от коэффициента ее пористости и отличается от $K_{T+ск}$.

Получая зависимость K_{T+3} от перечисленных характеристик упругости и коэффициента пористости, Ф. Гассман исходил из следующих соотношений:

1) для двухфазной породы в целом

$$\frac{\Delta V}{V} = -\frac{1}{K_{T+3}} \Delta \sigma = -\frac{1}{K_{T+3}} (\Delta \sigma_3 + \Delta \sigma_{ск}); \quad (126)$$

2) для заполнителя порового пространства

$$\frac{\Delta V_3}{V_3} = -\frac{\Delta \sigma_3}{K_3}; \quad (127)$$

3) для скелета породы

$$\frac{\Delta V}{V} = \frac{\Delta V_{\text{ск}}}{V_{\text{ск}}} = -\left(\frac{\Delta \sigma_3}{K_T} + \frac{\Delta \sigma_{\text{ск}}}{K_{\text{ск}}}\right); \quad (128)$$

4) для твердой фазы породы

$$\frac{\Delta V_T}{V_T} = -\left(\frac{\Delta \sigma_3}{K_T} + \frac{\Delta \sigma_{\text{ск}}}{K_T(1-k_n)}\right). \quad (129)$$

В этих уравнениях V_3 — объем заполнителя пор в объеме породы $V = V_{\text{ск}}$, размеры которого достаточно велики относительно сечения пор; ΔV_3 , ΔV_T и $\Delta V = \Delta V_{\text{ск}}$ — изменение объемов заполнителя, твердой фазы и скелета породы в результате действия на породу изменения гидростатического напряжения $\Delta \sigma_3$ и на ее скелет изменения гидростатического напряжения $\Delta \sigma_{\text{ск}}$; K_3 , K_T и $K_{\text{ск}}$ — соответственно модули всестороннего сжатия заполнителя порового пространства породы, ее твердой фазы и скелета.

Так как $V_T = (1 - k_n)V$, то равенство (129) преобразуется к следующему виду:

$$\frac{\Delta V_T}{V} = -\left[\frac{(1 - k_n)\Delta \sigma_3}{K_T} + \frac{\Delta \sigma_{\text{ск}}}{K_T}\right], \quad (130)$$

где $\Delta V_T/V$ — относительное изменение объема твердой фазы, вызываемое напряжениями $\sigma_{\text{ск}}$ и σ_3 .

Формулы (126)–(129) с учетом соотношений $V_3 = k_n V$ и $\Delta V = \Delta V_T + \Delta V_3$, из которых последнее выражает совершенную связь между фазами породы, позволяют определять модуль всестороннего сжатия дифференциально упругой двухфазной породы с совершенной связью между фазами:

$$K_{T+3} = K_T \frac{K_{\text{ск}} + Q}{K_T + Q},$$

где

$$Q = \frac{K_3(K_T - K_{\text{ск}})}{k_n(K_T - K_3)}. \quad (131)$$

Из анализа формулы (131) вытекает следующее:

1) если K_3 настолько мал, что им можно пренебречь, то $K_{T+3} = K_{\text{ск}}$, т.е. упругость породы определяется упругостью ее скелета (случай пористых и проницаемых газонасыщенных пород на открытом воздухе при практическом отсутствии связи между ее фазами);

2) при $k_n = 0$, $K_{T+3} = K_T$, т.е. в качестве модуля всестороннего сжатия может быть принят модуль всестороннего сжатия твер-

дого материала породы; близок к этому случай низкопористых и проницаемых однородных и изотропных пород, например магматических, ниже верхней трещиноватой зоны;

3) если сжимаемость заполнителя пор близка к сжимаемости твердого материала, $K_{т+з} = K_t = K_z$ (случай двухкомпонентных пород, один из твердых материалов которых может быть описан как заполнитель порового пространства);

4) когда сжимаемостью твердого материала по сравнению с сжимаемостью заполнителя пор можно пренебречь ($K_t = \infty$), то $K_{т+з} = K_{ск} + K_z/K_p$.

Так как дифференциально упругие макроскопически однородные и изотропные породы с совершенной связью между составляющими ведут себя подобно идеально упругим породам, то зависимости между напряжениями σ_i и деформацией e_i для них имеют форму:

$$\Delta \sigma_i = - \sum_{j=1}^6 C_{ij} e_j \quad \left\{ \begin{array}{l} i=1,2,\dots,6; \\ j=1,2,\dots,6; \end{array} \right\} \quad (132)$$

причем

$$\begin{aligned} C_{ij} &= C_{ji}; & C_{11} &= C_{22} = C_{33} = \lambda_{т+з} + 2\mu; \\ C_{44} &= C_{55} = C_{66} = \mu; & C_{12} &= C_{21} = C_{31} = C_{23} = C_{32} = \lambda_{т+з}, \end{aligned}$$

где $\lambda_{т+з}$ определяется из соотношения с $K_{т+з}$ и μ [2].

Упругие свойства дифференциально упругих однородных анизотропных пород могут быть описаны, например, по Ф. Гасману, следующими формулами, вывод которых основан на теории упругости:

$$C_{ij} = C_{ск ij} + \frac{\alpha^*}{D^*} b_i b_j, \quad (133)$$

где

$$\begin{aligned} b_i &= \epsilon_i - \frac{1}{3K_t} (C_{ск i1} + C_{ск i2} + C_{ск i3}); \\ \epsilon_1 &= \epsilon_2 = \epsilon_3 = 1; & \epsilon_4 &= \epsilon_5 = \epsilon_6 = 0; \\ \alpha^* &= \frac{1}{k_n [(1/K_z) - (1/K_t)]}; \\ D^* &= 1 + (\alpha^*/3K_t) (b_1 + b_2 + b_3). \end{aligned}$$

В формулах (132) и (133) C_{ij} и $C_{ск ij}$ — характеристики упругости двухфазной анизотропной породы соответственно в шести различных направлениях и скелета породы в тех же направлениях; ϵ — вспомогательные величины.

Скорость распространения колебаний упругости. В дифференциально упругих однородных и изотропных двухфазных породах распространение продольных и попереч-

ных волн упругости удовлетворяет, очевидно, следующим уравнениям:

$$(K_{\tau+\pi} + 4/3G) \nabla^2 \theta = (1 - k_{\pi}) \delta_{\tau} + k_{\pi} \delta_{\pi} \frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2} = (\delta_{\text{ск}} + \delta_{\pi} k_{\pi}) \frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2}; \quad (134)$$

$$G \nabla^2 \omega = [(1 - k_{\pi}) \delta_{\tau} + k_{\pi} \delta_{\pi}] \frac{\partial^2 \omega}{\partial t^2} = (\delta_{\text{ск}} + \delta_{\pi} k_{\pi}) \frac{\partial^2 \omega}{\partial t^2}, \quad (135)$$

где θ и ω — соответственно дивергенция и ротор вектора смещения $\vec{U}$; $\delta_{\text{ск}}$, δ_{τ} и δ_{π} — плотности скелета, твердой и жидкой фаз; $G = G_{\text{ск}}$ — модуль сдвига скелета.

Скорости распространения продольных и поперечных волн в дифференциально упругих однородных и изотропных породах соответственно будут следующими:

$$v_{P \tau+\pi} = \sqrt{\frac{K_{\tau+\pi} - 4/3G}{(1 - k_{\pi}) \delta_{\tau} + k_{\pi} \delta_{\pi}}} = \sqrt{\frac{K_{\tau+\pi} - 4/3G}{\delta_{\text{ск}} + \delta_{\pi} k_{\pi}}}, \quad (136)$$

$$v_{S \tau+\pi} = \sqrt{\frac{G}{(1 - k_{\pi}) \delta_{\tau} + k_{\pi} \delta_{\pi}}} = \sqrt{\frac{G}{\delta_{\text{ск}} + \delta_{\pi} k_{\pi}}}. \quad (137)$$

При $G = G_{\text{ск}} = 0$ (несцементированные породы)

$$v_{P \tau+\pi} = \sqrt{\frac{K_{\tau+\pi}}{(1 - k_{\pi}) \delta_{\tau} + k_{\pi} \delta_{\pi}}}, \quad (138)$$

где $K_{\tau+\pi}$ определяется из уравнения Вуда

$$\frac{1}{K_{\tau+\pi}} = \frac{k_{\pi}}{K_{\pi}} + \frac{1 - k_{\pi}}{K_{\tau}}. \quad (139)$$

По М. Р. Вилли, А. Р. Грегори и Л. Гарднеру, если разнородные, соприкасающиеся минеральные обломки погружены в жидкость и объем этой среды немного больше объема твердой фазы и ее порозаполнителя, то небольшое давление вызовет простое сжатие этой среды, так как и давление на скелет модели равно нулю.

Модули всестороннего сжатия составляющих модели

$$K_i = \delta_i v_i / (1 + q_i),$$

где δ_i и v_i — соответственно плотность и скорость распространения волн упругости в данной составляющей среды;

$$q_i = \frac{4G_i}{3K_i} = 2 \left(\frac{1 - 2v_i}{1 + v_i} \right).$$

Подставляя значения q_i отдельных фаз и среды в целом в уравнение (139), получаем

$$\frac{1 + q_{\tau+\pi}}{v_{\tau+\pi}} = \left[\frac{(1 - k_{\pi})(1 + q_{\tau})}{\delta_{\tau} v_{\tau}^2} + \frac{k_{\pi}}{\delta_{\pi} v_{\pi}^2} \right] [k_{\pi} \delta_{\pi} + (1 - k_{\pi}) \delta_{\tau}]. \quad (140)$$

Для жидкостей, у которых $q_{\tau} = 0$ и $q_{\tau+\pi} = 0$, уравнение (140) переходит в формулу (139).

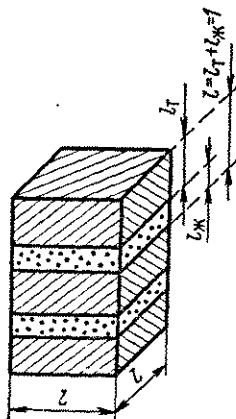


Рис. 156. Модель слоистой среды

Наилучшее приближение к опытным данным для водонасыщенных песчаников получается при $q_{т+ж}=0,6$. Для слабо сцементированных пород значения скоростей приближаются к полученным по формуле Вуда. Уравнение (140) также согласуется с уравнениями Гассмана, Уайта и Сенгбаша для насыщенных пород, когда давление на скелет отсутствует.

Эти же исследователи считают, что максимально влажную, находящуюся под давлением породу с равномерно распределенными порами можно моделировать чередованием фаз (рис. 156), из которых первая твердая имеет высоту l_T , длину и ширину l , а следующая за ней (вторая, жидкая) характеризуется высотой $l_ж$ и теми же длиной и шириной.

Если времена τ_T и $\tau_ж$ прохождения продольной волны упругости соответственно через твердую и жидкую фазы, то через структурный элемент рассматриваемой среды длиной $l_{т+ж}=l_T+l_ж=l$ и сечением l^2 упругий импульс пройдет за время $\tau_{т+ж}=\tau_ж+\tau_T$. Так как времена $\tau_{т+ж}$, τ_T и $\tau_ж$ прямо пропорциональны длинам $l_{т+ж}$, l_T и $l_ж$ прохождения волны упругости через твердую, жидкую фазы и их совокупность и обратно пропорциональны скоростям $v_{р_{т+ж}}$, $v_{р_T}$, $v_{р_ж}$ распространения волны в тех же элементах модели, то можно написать

$$\frac{l_{т+ж}}{v_{р_{т+ж}}} = \frac{l_T}{v_{р_T}} + \frac{l_ж}{v_{р_ж}},$$

учитывая, что

$$k_n = \frac{l_ж l^2}{l^2 (l_T + l_ж)} = l_ж,$$

$$l_T = l - l_ж = l - k_n,$$

получим

$$\frac{l}{v_{р_{т+ж}}} = \frac{l - k_n}{v_{р_T}} + \frac{k_n}{v_{р_ж}}, \quad (141)$$

или

$$\tau_{т+ж} = (1 - k_n) \tau_T + k_n \tau_ж. \quad (142)$$

Уравнения (141), (142) широко применяются при акустических исследованиях скважин, хотя в их основе находится далекая от реальных пород модель, не учитывающая упругости скелета и влияния термобарических условий. Зависимость (142) совпадает с экспериментальной только для плотных водонасыщенных пород, находящихся на глубине 2,5—3,5 км.

Так как экспериментальные зависимости $\tau_{т+ж}=f(k_n)$ в общем случае отклоняются от рассчитанных по уравнению сред-

него времени $\tau_{т+ж} = A + Bk_n$, Вахгольц предложил для описания этой связи степенное уравнение

$$\tau_{т+ж} = A + Bk_n + Ck_n^2 + Dk_n^3. \quad (143)$$

При $k_n = 0$ его коэффициент $A = \tau_t$; $B = \partial \tau_{т+ж} / \partial k_n$. При $k_n = 1$ $A + B + C + D = \tau_{ж}$; $B + 2C + 3D = \partial \tau_{т+ж} / \partial k_n$. Эти соотношения определяют коэффициенты C и D . Подставляя найденные значения коэффициентов A, B, C, D в уравнение (143), получаем

$$\tau_{т+ж} = \tau_t + (\tau_{ж} - \tau_t)(3k_n^2 - 2k_n^3) + (k_n - 2k_n^2 + 3k_n^3) \frac{\partial \tau_{т+ж}}{\partial k_n} \Big|_{k_n=0} + \\ + (k_n^3 - k_n^2) \frac{\partial \tau_{т+ж}}{\partial k_n} \Big|_{k_n=1}. \quad (144)$$

В соотношении (144) неизвестны частные производные от $\tau_{т+ж}$ по k_n при $k_n = 1$ и 0 . Вахгольц определил эти производные. Заменяв частные производные в уравнении (144) найденными для них соотношениями, получаем

$$\frac{\tau_{т+ж}}{\tau_t} = 1 - \frac{k_n}{2} - 2k_n^2 + \frac{3}{2}k_n^3 + \left(\frac{k_n}{2} - k_n^2 + \frac{k_n^3}{2} \right) \left\{ \frac{\delta_{ж}}{\delta_t} + \right. \\ \left. + \frac{a(1 - 2v_t)}{1 - v_t^2} + \frac{a(1 + v_t)}{2(1 - v_t)(1 - 2v_t)} \left[1 + \frac{3a}{2(1 - 2v_t) \left(\frac{\delta_t(1 + v_t)\tau_{ж}^2}{3\delta_{ж}(1 - v_t)\tau_t^2} - 1 \right)} \right] \right\} + \\ + (k_n^2 - k_n^3) \left(\frac{\tau_{ж}}{\tau_t} \frac{\delta_t}{2\delta_{ж}} + \frac{3\delta_{ж}(1 - v_t)\tau_t}{2\delta_t(1 + v_t)\tau_{ж}} \right) + \frac{\tau_{ж}}{\tau_t} (2k_n^2 - k_n^3). \quad (145)$$

Формула (145) наиболее справедлива для неглинистых водонасыщенных песков и песчаников. Величина a является функцией формы пор, материала скелета и его напряженного состояния. Вид этой функции устанавливается экспериментально. Для этого получают зависимости между a и давлением Δp на образцах определенных водонасыщенных сред или отложений. Для породы со структурой, близкой к укладке шаров равного диаметра,

$$a = 1,4 \left(\frac{1}{3} + \frac{2}{3} \sqrt[3]{\frac{E_t(1 - v_t^2)^2}{3\Delta p}} \right). \quad (146)$$

При определении скорости распространения волн сжатия в насыщенной жидкостью среде, включающей сферы одинакового диаметра с кубической укладкой, Д. Е. Уайт (J. E. White) и Р. Л. Сенгбаш (R. L. Sengbush) рассчитали модуль упругости для структурного элемента такой укладки (куб, включающий части, составляющие одну сферу). Так как смещение грани структурного элемента приводит к деформации твердых зерен,

жидкости и скелета породы, модуль $K_{\tau+\text{ж}+\text{ск}}$ упругости должен слагаться из двух модулей $K_{\tau+\text{ж}}$ и $K_{\text{ск}}$. Согласно формуле (139)

$$K_{\tau+\text{ж}} = \frac{1}{[(1-k_{\text{п}})/K_{\tau} + k_{\text{п}}/K_{\text{ж}}]},$$

а по теории Г. Герца модуль упругости скелета

$$K_{\text{ск}} = [\pi (\delta_{\tau} - \delta_{\text{ж}}) g E_{\tau}^2 z / 16 (1 - \nu_{\tau}^2)^2]^{1/3}, \quad (147)$$

где z — глубина залегания сферы в ряде уложенных друг на друга сфер с кубической укладкой; g — ускорение свободного падения; и так как $\nu_{\tau+\text{ж}}^2 \approx K_{\tau+\text{ж}+\text{ск}} / \delta_{\tau+\text{ж}}$, то

$$\nu_{\tau+\text{ж}} = \left\{ \frac{1}{(1-k_{\text{п}})/K_{\tau} + k_{\text{п}}/K_{\text{ж}}} + \left[\frac{\pi (\delta_{\tau} - \delta_{\text{ж}}) g E_{\tau}^2 z}{16 (1 - \nu_{\tau}^2)^2} \right]^{1/3} \right\}^{1/2}. \quad (148)$$

В этом случае использована модель породы, близкая к хорошо отсортированным и слабо сцементированным обломочным породам, учтены упругость скелета породы и глубина z их залегания (или давления, при котором они находятся).

Для породы, содержащей твердую, жидкую и газовую фазы и находящейся на поверхности земли (например, обнажающиеся пески), формулы, определяющие скорость, предложены И. С. Берзон и другими исследователями [2]. Авторы приняли средний модуль всестороннего сжатия

$$K_{\tau+\text{ж}+\text{г}} \approx \nu_{\tau+\text{ж}+\text{г}}^2 \delta_{\text{п}(\tau+\text{ж}+\text{г})}, \quad (149)$$

где $\nu_{\tau+\text{ж}+\text{г}}$ — скорость волн упругости в трехкомпонентной среде; $\delta_{\text{п}(\tau+\text{ж}+\text{г})} = \delta_{\tau} f_{\tau} + \delta_{\text{ж}} f_{\text{ж}} + \delta_{\text{г}} f_{\text{г}}$, причем δ_{τ} , $\delta_{\text{ж}}$ и $\delta_{\text{г}}$ и f_{τ} , $f_{\text{ж}}$ и $f_{\text{г}}$ — плотности и объемные содержания твердой, жидкой и газовой фаз в единице объема породы. Так как

$$\frac{1}{K_{\tau+\text{ж}+\text{г}}} = \frac{f_{\tau}}{K_{\tau}} + \frac{f_{\text{ж}}}{K_{\text{ж}}} + \frac{f_{\text{г}}}{K_{\text{г}}}; \quad (150)$$

$$K_{\tau} = \nu_{\tau}^2 \delta_{\tau}, \quad K_{\text{ж}} = \nu_{\text{ж}}^2 \delta_{\text{ж}} \quad \text{и} \quad K_{\text{г}} = \nu_{\text{г}}^2 \delta_{\text{г}}, \quad (151)$$

то уравнение для скорости распространения упругих поперечных волн в трехкомпонентной среде:

$$\nu_{\tau+\text{ж}+\text{г}} = \nu_{\tau} \frac{1 + [(f_{\tau} + f_{\text{ж}})/f_{\text{г}}]}{\sqrt{\left(1 + \frac{f_{\text{ж}}\delta_{\text{ж}}}{f_{\text{г}}\delta_{\tau}} + \frac{f_{\text{г}}\delta_{\text{г}}}{f_{\text{г}}\delta_{\tau}}\right) \left[1 + \frac{f_{\text{ж}}\delta_{\text{г}}}{f_{\text{г}}\delta_{\text{ж}}} \left(\frac{\nu_{\tau}}{\nu_{\text{ж}}}\right)^2 + \frac{f_{\text{г}}\delta_{\text{г}}}{f_{\text{г}}\delta_{\tau}} \left(\frac{\nu_{\tau}}{\nu_{\text{г}}}\right)^2\right]}},$$

где $f_{\text{г}} + f_{\text{ж}} = k_{\text{п}}$.

Для расчета скорости распространения волн упругости в трехкомпонентной породе на глубине z использована формула (148), приведенная к виду:

$$\nu_{\text{Pz} \tau+\text{ж}} = \sqrt{(\nu_{\tau+\text{ж}})^2 + \frac{5,78 \sqrt[3]{z (\delta_{\tau} - \delta_{\text{ж}}) \frac{E^2}{(1 - \nu^2)^2}}}{\delta_{\tau} f_{\tau} + \delta_{\text{ж}} f_{\text{ж}}}}, \quad (152)$$

где $v_{pz \tau+j}$ и $v_{p0 \tau+j}$ — скорости распространения волн упругости соответственно в двухфазной породе на глубине z и на поверхности земли; δ_z , f_z — плотность и объемное содержание заполнителя.

Переход от формулы (152) для двухкомпонентной породы к уравнению для трехкомпонентной породы описан в работе [2]:

$$v_{pz \tau+j+\Gamma} = \frac{5,78 \sqrt[3]{z \left[\delta_\tau - \delta_\Gamma - \frac{(\delta_{ж} - \delta_\Gamma) f_{ж}}{k_\Pi} \right] \frac{E^3}{(1 - \nu^2)^2}}}{(v_{p0 \tau+j+\Gamma})^2 + \delta_\tau f_\tau + \delta_{ж} f_{ж} + \delta_\Gamma f_\Gamma}.$$

Ф. Гассманом дано решение задачи для сфер одинакового диаметра с гексагональной укладкой; такая среда анизотропна, и ее упругость определяется пятью модулями упругости. Последние можно вычислить по формуле (133), предварительно рассчитав модули упругости скелета породы. Для этого применяют зависимость (132) между напряжениями и деформациями, предварительно установив по теории Г. Герца деформацию контактирующих упругих сфер при вероятных напряжениях скелета и сделав учет поперечной изотропии этих пород [2].

Зная модули упругости, составляют уравнения движения в смещениях, из которых в дальнейшем получается следующее выражение для скорости распространения колебаний упругости:

$$v_{\tau+z} = \frac{1}{\delta_\Pi} \left(\frac{\alpha^*}{D^*} b_3^2 + C_{ск} \right)^{1/2}, \quad (153)$$

где

$$\begin{aligned} \delta_\Pi &= (1 - k_\Pi) \delta_\tau + k_\Pi \delta_{ж}; \\ \frac{\alpha^*}{D^*} &= \frac{1}{\frac{k_\Pi}{K_{ж}} \frac{3(1 - \nu_\tau)}{E_\tau} \left[(1 - k_\Pi) - \frac{12(1 - 2\nu_\tau) C_{ск}}{E_\tau} \right]}; \\ b_3 &= 1 - \frac{24(1 - 2\nu_\tau) C_{ск}}{E_\tau}; \\ C_{ск} &= \frac{1}{24 \sqrt{2}} \frac{2\pi E_\tau (\delta_\tau - \delta_{ж}) g z}{(1 - \nu_\tau^2)^2}. \end{aligned}$$

Здесь для гексагональной укладки $k_\Pi = 0,26$.

Х. Брандт аналитически определил $v_{p \tau+j}$ в беспорядочно уложенных сферических частицах четырех различных размеров. Зависимость объема V агрегата от давления p у него получена по Г. Герцу, но в промежутках между сферами была жидкость. Зависимость $V = f(p)$ послужила для установления модуля $K_{\tau+j}$ всестороннего сжатия. Этот модуль и средняя плотность $\delta_{\tau+j}$ агрегата позволили рассчитать скорость

$$v_{p \tau+j} = \left[\frac{3g}{\delta_{\tau+j}} \left(-V \frac{dp}{dV} \right) \left(\frac{1 - \nu_\tau}{1 + \nu_\tau} \right) \right]^{1/2}, \quad (154)$$

где

$$-V \frac{dp}{dV} = K_{\tau+j} = \frac{E_{\tau}}{3(1-2\nu_{\tau})}.$$

В дальнейшем Х. Брандт распространил свою теорию приближенно на сцементированные гранулярные среды и на трехфазные агрегаты и получил сложные формулы для расчета $\nu_{\tau+j}$ и $\nu_{\tau+j+g}$ с учетом давления.

Итак, на ν_{τ} влияет и степень газонасыщения, особенно тогда, когда породы находятся под давлением. Модуль упругости газа определяется не только давлением, но и способом сжатия [2].

Если поры на значительную долю заполнены глинистым цементом, следует учитывать набухание глин.

В основе теории Е. А. Козлова для водонасыщенного агрегата идеально упругих частично сцементированных обломков, случайной формы и размеров находится та же формула (148), что и в теории Уайта и Сенгбаша. Однако модель породы и путь определения $K_{\tau+j}$ и $K_{ск}$ иные. По Е. А. Козлову

$$K_{\tau+j} = \frac{1}{\beta_{\tau}(1-k_n) + \beta_{ж}k_n}, \quad (155)$$

где

$$\beta_{\tau} = 1/\nu_{\tau}^2 \delta_{\tau}; \quad \beta_{ж} = 1/\nu_{\tau}^2 \delta_{ж},$$

а

$$K_{ск} = - \frac{dp}{dV_{ск(p)}/V_{Рск(p)}} \quad (156)$$

определяется без учета перемещения частиц и деформации, обусловленной отжатием свободной и связанной воды. Причем Е. А. Козлов полагает, что под действием собственной массы изменяется только выделенный из среды объем $V_{ск(p)}$ ($p=0$) скелета.

Опуская оригинальный, многоступенчатый ход преобразований для получения выражения, определяющего $K_{ск}$, приведем его и окончательное уравнение для $\nu_{\tau+j}$ без выводов.

Согласно Е. А. Козлову,

$$K_{ск} = -V_{ск(p)} \frac{dp}{dV_{ск(p)}} = \frac{(1-k_n)mE_{\tau} - 0,5[(1-C)/\beta_{ж}k_n]N^2}{L(M-N)C\delta_{ж}/\delta_{\tau}}, \quad (157)$$

где m — отношение площадей горизонтальных проекций контактов зерен к полной их поверхности в единице объема модели [для глин $m=1,0 \div 1,43$ k_n и для песков $m=7,34$ ($k_{n(p=0)}-k_n$)^{2,17} [28]; $k_n, k_{n(p=0)}$ — коэффициенты пористости на глубине z и при давлении $p \rightarrow 0$]; C — коэффициент, характеризующий степень сцементированности зерен (при $C=0$ цемент заполняет весь объем пор — плотные осадочные породы; при $C \rightarrow 1$ и $m \rightarrow 0$ породы слабо сцементированы); $L=1-k_{n(p=0)}-2\nu_{\tau}m[1-k_{n(p=0)}]$; $M=1-k_n-2\nu_{\tau}m(1-2k_n)$; $N=(1-m)(1-k_n)+2\nu_{\tau}mk_n$.

Подставляя значение $K_{ск}$ из формулы (157) в формулу (148) вместо его значения, полученного по Герцу [см. формулу (147)], получаем формулу Козлова

$$v_{p\tau+j} = \sqrt{\frac{1}{\delta_n} \left[\frac{1}{k_n \beta_{ж} + (1 - k_n) \beta_{\tau}} + \frac{(1 - k_n) m E_{\tau} - 0,5 [(1 - C) / \beta_m k_n] N^2}{L (M - N) C \delta_{ж} / \delta_{\tau}} \right]}, \quad (158)$$

где $\delta_n = k_n \delta_{ж} + (1 - k_n) \delta_{\tau}$.

Это уравнение можно использовать и в случае неоднородного порозаполнителя, тогда в нем $\beta_{ж}$ следует заменить на коэффициент сжимаемости порозаполнитель $\beta_z = \sum \beta_i f_i$, где f_i — объемные доли составляющих порозаполнителя, а β_i — их сжимаемости. Соответственно изменяются также уравнения, определяющие плотности δ_n , $\delta_{ж}$ и сжимаемость $\beta_{ж}$.

Зерна песков близки к сферам, в этом случае $C \approx 1$, $m \approx 0$ и v_p можно определить по формуле

$$v_{p\tau+j} = \sqrt{\frac{1}{\delta_n} \left\{ \frac{1}{k_n \beta_{ж} + (1 - k_n) \beta_{\tau}} + 7,4 \frac{1 - k_n}{k_n (1 - \delta_{ж} / \delta_{\tau})} \sqrt[3]{\frac{E_{\tau}^2 (\delta_{\tau} - \delta_{ж}) z}{(1 - v_{\tau}^2)^2}} \right\}}. \quad (159)$$

Для песка со сферическими зернами и порами, нацело заполненными глиной,

$$v_{p\tau+j} = \sqrt{\frac{1}{\delta_n} \left\{ \frac{1}{(k_n p_s / K_{\tau+j p_l}) + (1 - k_n p_s) \beta_{\tau}} + 7,73 \frac{1 - k_n p_s}{k_n p_s} \sqrt[3]{\frac{E_{\tau}^2 \delta_n z}{(1 - v_{\tau}^2)^2}} \right\}}, \quad (160)$$

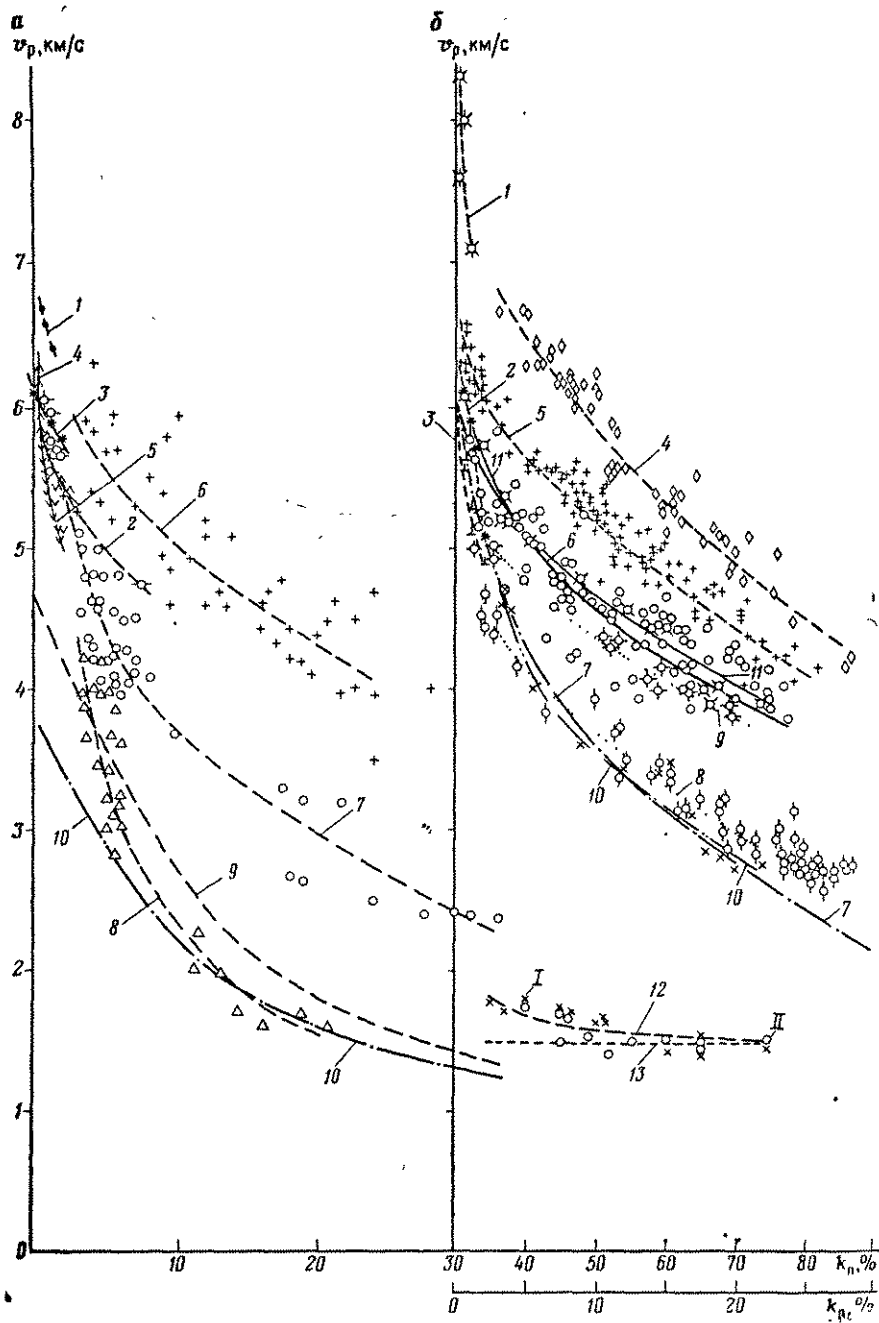
где $k_n p_s$ — коэффициент пористости песчаной фракции породы; $K_{\tau+j p_l}$ — объемный модуль упругости глины; $k_n p_s k_n p_l$ — общая пористость глинистой породы; ее плотность $\delta_n = k_n p_s \delta_{p_l} + (1 - k_n p_s) \delta_{\tau}$.

Для получения вероятных видов зависимости $v_{p(p)} = f(z)$ использовались также экспериментальные кривые сжатия $k_{n(p)} = f(p)$ для чистых глин и чистого песка [28], где p — давление перекрытия.

Существуют и другие теории упругости дифференциально упругих пород с прочной межфазной связью [10, 36 и т.д.]. Они характеризуют упругость этих сред в зависимости от удельного содержания и упругости отдельных фаз пород, а также давления.

Экспериментальные исследования

Экспериментальные исследования показывают также, что скорость распространения колебаний упругости и другие ее характеристики в рассматриваемых осадках и породах значительно



зависят от температуры. При лабораторных исследованиях установлено, что на скорости распространения продольных колебаний упругости модуль Юнга и другие характеристики наиболее существенно влияет пористость пород; v_p падает, а τ увеличивается с ростом k_p . При заданном k_p скорость распространения волн упругости возрастает в ряду: воздухомонасыщенные глинистые породы — песчаники — гранитоиды — известняки — габбро (рис. 157, а). Это соответствует увеличению плотности, а следовательно, и упругости их твердой компоненты. То же можно сказать и при сопоставлении зависимости $v_p = f(k_p)$ воздухомонасыщенных пород (см. рис. 157, б). Здесь для заданных значений k_p v_p возрастают от донных песчаных отложений к песчаникам, известнякам, доломитам и пироксенитам (см. рис. 157, кривые 12, 7, 5, 4 и 1). Но v_p значительно выше, чем у однотипных воздухомонасыщенных пород, особенно когда определения v_p выполнены при $p_{эф}$ или p (см. рис. 157, кривые 5, 9, 11).

Скорость v_p продольных волн в песчаниках с различным типом цемента, арсиллитах (рис. 158), гранитах, диоритах и других породах до значений $k_b = 30 \div 40\%$ увеличивается медленно или даже слегка уменьшается, а затем при $k_b > 30-40\%$ быстро возрастает, приближаясь к предельным значениям. Причем зависимости $v_p = f(k_b)$ и $v_p = f(k_m)$ (k_m — коэффициент насыщения породы маслом) одинаковы при насыщении пород водой и маслом. Характер насыщения наиболее сильно влияет на v_p пород, находящихся под давлением. Это объясняется увеличением плотности и упругости их порозаполнителя (воды и воздуха) с ростом k_b и тем, что с давлением уплотняются межзерновые контакты.

Согласно с экспериментами [6],

$$v_p = (v_{pT} - v_{p\min}) e^{-Bk_p} - v_{p\min}, \quad (161)$$

где v_{pT} — скорость в твердой фазе данного типа осадочной породы; $v_{p\min}$ — минимальная скорость для той же породы — ско-

Рис. 157. Зависимости скорости v_p распространения продольных волн упругости от коэффициента k_p общей пористости для воздушно-сухих (а) и влажных (б) пород.

а: 1 — габбро; 2 — гранитоиды (по Б. И. Беликову, К. С. Александрову, Т. В. Рыжовой); 3—5 — граниты соответственно мелко-, средне- и крупнозернистые (по Т. С. Лебедеву, П. А. Буртному, В. А. Корчину); 6 — известняки чистые (Боровская площадь, скв. 14) [по Б. Е. Фельдману, В. П. Тюрину]; 7, 8 — песчаники и аргиллиты (Центральный Донбасс) [по А. А. Голубеву, В. Н. Опарину, Г. Я. Рабиновичу]; 9, 10 — песчаники и глинистые породы (Приобье) [по Н. А. Туезовой, Л. М. Дорогиницкой, Р. Г. Деминой, Н. И. Брюзгиной].

б: 1—3 — соответственно пироксениты, сиениты, граниты (по М. Ш. Магиду); 4—6 — доломиты, известняки, песчаники и алевролиты при минерализации пластовой воды 250 г/л и в пластовых условиях (Пермское Прикамье) [по В. П. Потапову, И. С. Жуковой, Б. К. Федосееву, В. Г. Чумакову]; 7 — песчаники полимиктовые в обычных лабораторных условиях Приобья [по Н. А. Туезовой, Л. М. Дорогиницкой, Р. Г. Деминой, Н. И. Брюзгиной]; 8, 9 — песчаники полимиктовые Западной Сибири, при эффективном давлении, равном нулю и 40—45 МПа (по Г. П. Ставнину); 10, 11 — песчаники при эффективном давлении, равном нулю и 80 МПа (по Г. И. Петкевичу и Т. В. Вербицкому); 12 — песчаные прибрежные осадки при условиях *in situ* (давление 1,37 МПа) (точки 1) и в лабораторных условиях (точки 11); 13 — донная вода (давление 1,37 МПа) [по Брандту].

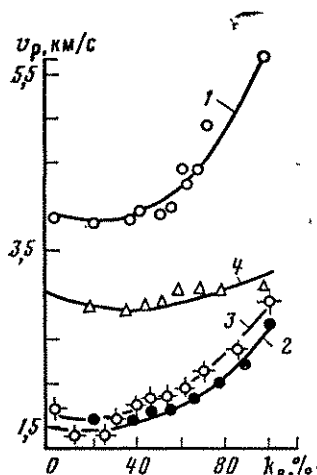


Рис. 158. Зависимости скорости v_p распространения продольных волн упругости от коэффициента k_B насыщения пород водой (по Н. А. Туезовой, Л. М. Дорогиницкой, Р. Г. Деминой, Н. И. Брюзгиной).

Песчаник, содержащий (в %) кальцитового цемента: 1 — 44; 2 — 12; 3 — 10; 4 — аргиллит

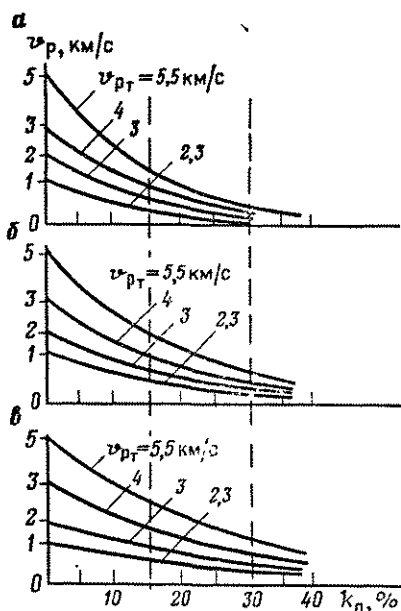


Рис. 159. Зависимости скорости v_p распространения продольных волн упругости в осадочных породах от коэффициента k_n пористости (по М. Л. Озерской). В: а — 0,08; б — 0,06; в — 0,04

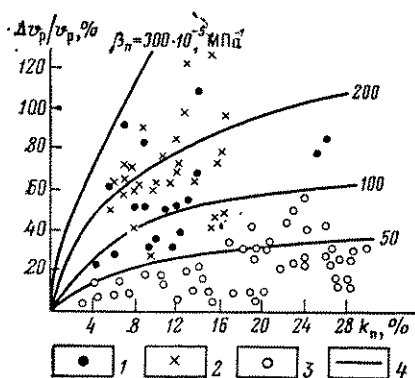


Рис. 160. Относительное изменение $\Delta v_p/v_p$ скорости распространения продольных волн упругости в песчаниках и алевролитах при повышении всестороннего давления от 0,1 до 150 МПа, а также в зависимости от коэффициента k_n начальной пористости и состава цемента (по Г. М. Авчяну).

Песчаники насыщены двухнормальным раствором NaCl. Цемент: 1 — глинисто-слюдистый; 2 — глинисто-карбонатный; 3 — опаловый и кремнистый; 4 — рассчитанные графики

рость при $k_{n \max}$ в ненагруженных породах; B — коэффициент, определяющий зависимость v_p от размеров и формы пор. По этой формуле построены графики зависимости $v_p = f(k_n)$ (рис. 159).

На изменение значений v_p при воздействии давления влияет не только состав главных породообразующих минералов породы, но и состав их цемента (рис. 160) из-за его различной сжимаемости β_n . При $k_n = \text{const}$ самые высокие относительные изме-

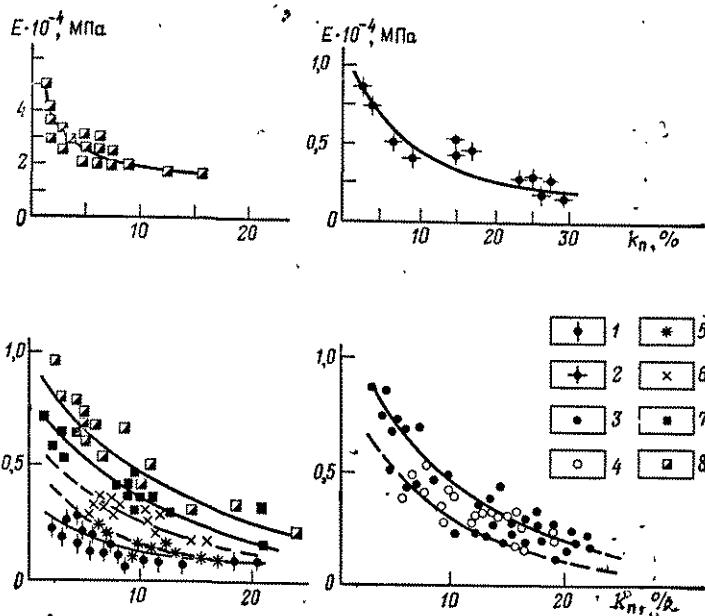


Рис. 161. Зависимость модуля E Юнга от коэффициента k_n пористости (по И. С. Финогенову).

1 — алевролитистая глина; 2 — глинистые породы; 3 — песчанники; 4 — алевролиты; 5 — глинистые мергели; 6 — мергели; 7 — глинистые известняки; 8 — известняки

нения значений скорости распространения продольных волн обнаружены у песчанников и алевролитов с глинисто-слюдистым, а самые низкие с опалово-кремнистым цементом.

Модуль E с уменьшением k_n также возрастает (рис. 161) и зависит от плотности и упругости их твердой фазы. При определенном коэффициенте пористости он тем выше, чем больше плотность твердого компонента пород.

Это подтверждается и прямой связью между E и твердостью $R_{ш}$ для песчанников. Модуль Юнга пород тем выше, чем больше их плотность, тесно связанная с твердостью.

Так как значения характеристик упругости и многих других петрофизических величин в отдельности определяются коэффициентом пористости, между ними наблюдаются, хотя и не очень тесные, корреляционные связи (рис. 162). Они теснее для заданной плотности твердой фазы и величин, характеризующих структуру пород (S_v , Md и т. д.), так как в этом случае определенными являются минеральный состав и структура той серии образцов одноклассных пород, для которых находится связь.

Специальными исследованиями [6] установлен характер изменения скорости v_p и других характеристик упругости с ростом всестороннего давления p , температуры t и менее полно при одновременном увеличении последних. Скорость распространения продольных волн упругости в образцах магматических, метамор-

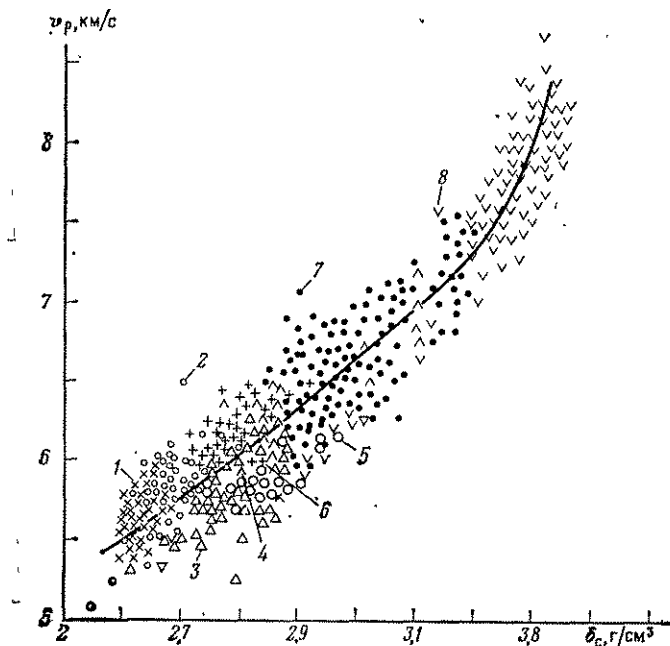


Рис. 162. Связи между скоростью v_p распространения продольных волн упругости и плотностью δ_c для интрузивных и метаморфических пород (по Н. Б. Дортман и М. Ш. Магиду).

1 — граниты; 2 — биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы; 3 — кyanит-гранит-биотитовые гнейсы; 4 — биотит-амфиболовые гнейсы и амфиболиты; 5 — плагиоклазовые гранулиты; 6 — диориты и габбро-диориты, 7 — габбро-нориты; 8 — гипербазиты

фических и осадочных пород возрастает с увеличением p . Причем вначале при давлениях от атмосферного (0,1 МПа) до 50—100 МПа v_p изменяется резко, а затем во всем интервале до 250—500 МПа медленно и нередко стремится к пределу, который иногда называют «конечным». Это значение v_p применяют в уравнениях (141) и (142) среднего времени.

Такой характер изменения v_p в зависимости от p объясняют закрытием пор в основном при давлениях 50—100 МПа, а также значительным ростом сил упругости на контактах между остальными кристаллами в связи с увеличением при сжатии числа и площади контактов. Однако характер возрастания v_p с давлением p обуславливается у магматических и метаморфических пород составом их породообразующих минералов, а у осадочных пород, кроме того, и составом их цемента. Скорости распространения волн упругости возрастают с давлением в ряду кислые — средние — основные — ультраосновные — щелочные породы. В работе [6] приводится явный вид зависимостей $v_p = f(p)$ для трех из этих семейств пород.

При одновременном действии возрастающих температур t и давлений p на различные типы магматических и метаморфиче-

ских пород обнаружены сложные зависимости $v_p = f(p, t)$ и $v_s = f(p, t)$ [6]. Коэффициент анизотропии, особенно значительный для некоторых типов метаморфических пород, мало изменяется с ростом температуры при заданном давлении, однако он значительно снижается с увеличением давления.

Объемная деформация осадочных, относительно высокопористых водонасыщенных пород, как считает В. М. Добрынин, обычно определяется эффективным давлением $p - p_n$ (p , p_n — всестороннее и поровое давления) и температурой t . При этом поровое давление жидкости противодействует всестороннему давлению на твердую фазу пород.

Скорость распространения продольных волн в осадочных породах увеличивается с ростом $p_{эф}$, однако тем меньше, чем ниже их начальная упругость (ниже коэффициент их пористости).

Скорость $v_{p(p-p_n)}$ распространения волн упругости в пласте-коллекторе на глубине h можно оценить по формуле

$$v_{p(p-p_n)} = v_p \left[\frac{(p - p_n)_H}{(p - p_n)_{\min}} \right]^{1/n},$$

где $(p - p_n)_{\min}$ и $(p - p_n)_H$ — эффективное давление на глубине залегания пласта минимальной и равной H , а v_p — скорость при минимальном давлении; n возрастает с увеличением сцементированности песчаников и уменьшается с ростом глубины погружения их пласта.

С ростом температуры снижение v_p в нефтенасыщенном пласте-коллекторе значительнее, чем в водо- и газонасыщенном. Наибольший рост v_p (до 60—80%) при увеличении давления до

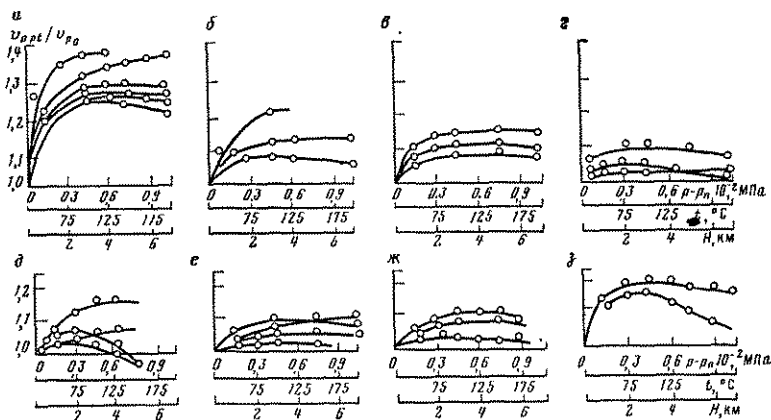


Рис. 163. Зависимости относительной скорости v_{pH}/v_{p0} продольных волн в водонасыщенных осадочных породах (различные образцы) при одновременном воздействии всестороннего p , пластового p_n давлений и температуры t (по Г. М. Авчяну, А. А. Матвеевко, З. Б. Стефанкевичу).

а — высокопористые глинистые песчанники и алевролиты; б — высокопористый неглинистый кварцевый песчанник; в — песчанник и алевролит с глинистым и карбонатным цементом; г — низкопористые песчанник и алевролит с большим содержанием глинистого и карбонатного вещества; д — доломит; е — известняк; ж — мергель; з — глина

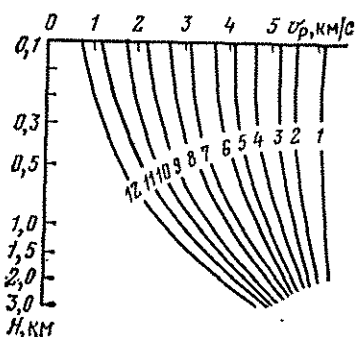


Рис. 164. Зависимость скорости v_p распространения продольных волн упругости от глубины H залегания осадочных пород (данным М. Л. Озерской). По оси абсцисс засечки соответствуют для каждой кривой началу координат. Шифр кривых: $v_{p \min}$ (в км/с): 1—5,4; 2—5,0; 3—4,6; 4—4,2; 5—3,8; 6—3,4; 7—3,0; 8—2,6; 9—2,2; 10—1,8; 11—1,4; 12—1.

150 МПа относится к высокопористым песчано-глинистым породам, а при наличии кремнистого и опалового цемента скорость v_p изменяется с давлением меньше (на 25—40%). Еще меньше (на 15—25%) изменяется с ростом давления v_p карбонатных пород. Чем выше давление, тем меньше различие, связанное с характером порозаполнителя.

Скорость v_p возрастает при одновременном повышении p , p_n и t до значений, соответствующих глубине 3 км (рис. 163), т. е. скорость распространения волн упругости, определенная в лабораторных условиях, занижена и в нее следует вводить поправки. При больших значениях p , p_n и t , соответствующих глубинам 3—5 км, значительное влияние на v_p оказывает температура, и

это приводит к снижению v_p , что особенно характерно для доломита, мергеля, глинистых песчаников, глин (см. рис. 163).

Значение v_{pH} на глубине H залегания пласта можно оценить по уравнению

$$v_{pH} = v_{p0} K_{p-p_n} K_p K_t,$$

где v_{p0} — скорость распространения волн упругости, определенная в лаборатории при атмосферном давлении и комнатной температуре; K_{p-p_n} — поправочный коэффициент, представляющий собой частное изменение скорости v_p при изменении $p_{\text{эф}} = p - p_n$ от 0 до $p - p_n$; K_p — то же, но при изменении пластового давления p_n от 0 до p_n ; K_t — то же, но при изменении температуры от 0 до t .

Описание способов определения K_{p-p_n} , K_p и K_t содержится в работах Г. М. Авчяна, В. М. Добрынина, Б. Н. Куликова, А. А. Матвеевко и З. Б. Стефанкевича.

Скорость распространения продольных волн упругости согласно исследованиям М. Л. Озерской возрастает с глубиной:

$$v_p = v_{p \max} - (v_{p \max} - v_{p \min}) e^{-0,45H},$$

где $v_{p \max}$ — значение v_p на глубине H ; $v_{p \min}$ — значение v_p при $H=0$. Характер изменения v_p с глубиной показан на рис. 164.

Значения v_s также увеличиваются с ростом давления и уменьшаются с повышением температуры. Скорость v_s магматических пород увеличивается в направлении от их наименее плот-

ных кислых разностей к щелочным, обладающим максимальной плотностью из-за минимального содержания в них кремнезема.

Модули Юнга, сдвига, всестороннего сжатия и коэффициент Пуассона возрастают с увеличением давления p . Это объясняется увеличением площади контактов зерен в связи с закрытием под давлением межгранулярных и межкристаллических пор.

Для гранитов, габбро, диорита, лабрадорита, базальта, мрамора и низкопористого известняка модуль Юнга непрерывно уменьшается с температурой. Для плотных песчаников и кварцита до температуры 500°C он уменьшается плавно, а затем резко, обнаруживая минимум при температуре 575°C , вновь возрастает. Последнее объясняется полиморфным превращением кварца.

§ 80. ХАРАКТЕРИСТИКИ УПРУГОСТИ ГРУПП И ТИПОВ ПОРОД

Значения наиболее изученных характеристик упругости пород изменяются соответственно в пределах: $v_p = 0,2 \div 8,8$ км/с, $E = (0,01 \div 2,35) \cdot 10^{11}$ Па и $v = 0,04 \div 0,6$ (табл. 24).

По убыванию предельных значений скорости распространения волн упругости и модуля Юнга группы пород располагаются в ряд: магматические ($v_p = 2,52 \div 8,77$ км/с, $E = (0,1 \div 2,3) \times 10^{11}$ Па) — метаморфические ($v_p = 1,45 \div 7,6$ км/с, $E = 0,05 \div 1,91 \cdot 10^{11}$ Па) — осадочные ($v_p = 0,3 \div 7,6$ км/с, $E = (0,01 \div 1,75) \cdot 10^{11}$ Па). Наименее упругими являются осадочные породы. Особенно малые значения v_p или E у них имеют высокопористые, малоплотные, а высокие значения этих величин характерны для низкопористых относительно плотных образцов песчаников, известняков, доломитов и других осадочных пород. Высокие значения v_p обнаруживаются также у каменной соли, а v_p и E у некоторых разностей ангидрита.

Наиболее упругими являются магматические разности и среди них относящиеся к семейству ультраосновных интрузивных пород с высоким содержанием цветных (мафических) минералов (оливина, пироксенов, роговой обманки) с малой пористостью, высокой плотностью и v_p и E . Значения v_p и E дунита и перидотита находятся, например, соответственно в пределах $7,4-8,8$ км/с и $(0,18-2,35) \cdot 10^{11}$ Па. Предельно высокие значения этих же величин меньше у основных и еще меньше у средних и кислых пород. Наиболее низкие значения v_p и E наблюдаются у гранита, гранодиорита, кварцевого диорита в связи с относительно высоким содержанием в них кварца и повышенной пористостью. Упругость эффузивных пород ниже, чем интрузивных. У базальтов, например, скорость распространения волн упругости может снижаться до $2,5$ км/с, так как они иногда имеют довольно высокую пористость.

У метаморфических пород наименьшими предельными значениями v_p и E отличаются орто- и парасланцы кислого состава

Т а б л и ц а 24. Предельные значения величин, характеризующих упругость первичных осадков и пород (по данным различных авторов [7] и др.)

Первичный осадок или порода	Скорость распространения волн упругости, км/с		Модуль Юнга $E \cdot 10^{-11}$, Па	Модуль сдвига $G \cdot 10^{-11}$, Па	Коэффициент Пуассона ν
	продольных v_p	поперечных v_s			
Брекчия	1,45—5,6	—	—	—	—
Конгломерат	1,45—5,6	—	—	—	—
Гравелит	1,7—5,4	—	—	—	—
Песок	0,2—2,0	0,4—0,5	—	—	—
Песчаник	0,8—4,5	—	—	—	—
Сланец песчанистый	1,45—5,18	—	$<0,3$ — $>1,0$	—	0,06—0,6
Песчаник кварцитовидный	—	—	0,05—0,69	—	0,12—0,21
Кварцит	5,3—6,35	—	0,4—1,0	0,26—0,47	0,07—0,3
Мелкоалевритовый ил	1,46—1,68	(0,6) _{ср}	—	—	—
Алевритово-глинистый ил	1,50—1,54	—	—	—	—
Мелкоалевритовый известковый фораминиферовый ил	1,42—1,55	—	—	—	—
Лесс	0,3—0,6	—	0,3—0,7	—	—
Алевролит	0,8—4,0	—	0,01—0,69	—	0,05—0,6
Ил:					
глинистый	1,49—1,51	—	—	—	—
глинистый известковистый	1,44—1,50	—	—	—	—
Глина влажная	1,1—2,5	—	—	—	—
Глина	0,3—3,0	0,59 _{ср}	(0,3) _{ср}	—	0,25—0,45
Аргиллит	0,9—4,8	—	0,02—0,4	—	0,08—0,34
Сланец:					
глинистый	1,78—4,74	—	0,05—0,59	—	0,1—0,43
кровельный	—	—	0,43—1,09	—	0,09
аспидный	2,3—6,65	(2,86) _{ср}	0,24—0,72	—	0,17
Филлит кварцевый, серицитовый, графитовый	—	—	0,09—0,7	—	0,06—0,28
Пара- и ортогнейс	3,5—7,5	3,43—3,61	0,5—0,58	0,24	0,31—0,32
Мел	1,7—4,2	до $>3,0$	—	—	—
Известняк органогенный	3,0—3,3	—	0,13—0,75	—	0,11—0,2

Первичные осадки, образовавшиеся из них осадочные, метаморфические породы и руды

Продолжение табл. 24

Первичный осадок или породы	Скорость распространения волн упругости, км/с		Модуль Юнга $E \cdot 10^{-11}$, Па	Модуль сдвига $G \cdot 10^{-11}$, Па	Коэффициент Пуассона ν
	продольных v_p	поперечных v_s			
Диорит	5,78—6,13	3,06—3,55	0,34—0,87	0,28—0,37	0,10—0,33
Диорит кварцевый	5,13—6,7	3,4—3,8	0,34—0,75	0,21—0,366	0,16—0,23
Сиенит	5,8—6,45	3,0—5,4	0,72—1,05	—	0,21—0,23
Гранит	3,7—6,51	2,7—3,8	0,2—0,85	0,16—0,28	0,08—0,34
Нефелиновый сиенит	5,5—6,45	2,6—3,45	0,28—0,86	(0,251)	0,26
Ийолиты:					
лейкократовый	5,8—6,45	2,7—3,05	—	—	—
мезократовый	6,15—6,80	—	—	—	—
Ийолит-уртлит	5,8—6,9	—	—	—	—
Базальт	2,52—6,4	2,72—3,20	0,1—1,2	0,27—0,34	0,04—0,36
Андезит	5,19; 5,61	2,73	0,2—0,82	—	0,16—0,3
Диабаз	6,14—6,94	3,49—3,85	0,21—1,29	—	0,2—0,3
Порфирит	4,32—5,31	—	0,89	—	0,23
Порфир кварцевый	—	—	0,15—0,83	—	0,08—0,26
Липарит	5,0	3,0	—	—	—
Пегматит	—	—	0,12—0,9	—	0,16; 0,23
Туф	1,89—2,38	—	0,014—0,87	0,017—0,034	0,08—0,11
Туф пепловый	2,16; 3,35	0,83	0,25	—	0,24
Сланец:					
хлоритовый, кварц-хлоритовый, хлорито-талковый	4,8—6,97	—	0,09—0,45	—	0,18—0,4
Амфиболит	6,5—7,35	3,9—4,3	0,12—1,35	0,47	0,16—0,46
Роговик	5,99—6,21	—	0,6—1,25	—	0,1—0,27
Эклогит	5,2—8,0	3,7—4,61	1,23—1,91	0,49—0,63	0,21—0,28

($v_p = 1,5 \div 6,6$ км/с, $E = (0,05 \div 1,09) \cdot 10^{11}$ Па), филлиты ($E = 0,09 \div 0,7) \cdot 10^{11}$ Па), а наибольшими амфиболиты ($v_p = 6,5 \div 7,2$ км/с, $E = (0,12 \div 1,35) \cdot 10^{11}$ Па), роговики ($v_p = 5,39 \div 6,21$ км/с, $E = 0,6 \cdot 10^{11}$ Па), эклогиты ($v_p = 6,6 \div 8,0$ км/с, $E = 1,23 \div 1,91) \cdot 10^{11}$ Па). Промежуточные значения v_p и E имеют такие метаморфические породы, как серпентиниты, мраморы, кварциты (гнейсы). Значений модуля сдвига G получено относительно мало, и они нередко примерно вдвое меньше, чем соответствующие значения модулей Юнга.

Значения $v_{p\parallel}$ и $E_{\parallel}$ у слоистых пород больше, чем $v_{p\perp}$ и $E_{\perp}$, измеренные соответственно вдоль слоев и перпендикулярно к ним. Коэффициент K_{v_p} анизотропии продольных волн достигает 1,2—1,3 и обычно превышает K_{v_s} поперечных волн, а коэффициент K_E анизотропии модуля Юнга для большинства горных пород изменяется от 1,1 до 2,0.

Значения коэффициента Пуассона пород, изменяясь от 0,04 до 0,6, чаще всего находятся в пределах 0,18—0,35. У существенно кварцевых пород, таких, как некоторые разности алевролитов, песчаников, песчаников кварцевидных, гранитов, кварцевых порфиров, кварцевых филлитов, кварцевых диоритов, установлены $\nu = 0,05 \div 0,15$. Малые значения ν (0,04) наблюдались и у пористых базальтов. Обнаружены также разности осадочных (глин, алевролитов, песчаников, каменной соли, угля) и метаморфических пород (глинистых сланцев, амфиболитов), которым соответствуют $\nu = 0,4 \div 0,6$. Такие высокие значения ν , по-видимому, относятся к очень низкопористым образцам, содержащим много минералов с высокими ν .

§ 81. ПОГЛОЩЕНИЕ ВОЛН УПРУГОСТИ

Энергия волн упругости убывает в породе, необратимо преобразуясь в тепловую и рассеиваясь по разным направлениям на неоднородностях породы (порах, вкраплениях, трещинах и др.). Переход энергии упругости в тепловую объясняется трением колеблющихся частиц. В результате поглощения и рассеяния энергии упругости амплитуды волн уменьшаются и колебательный процесс затухает.

Амплитуда волн упругости изменяется с расстоянием x от точечного источника колебаний по закону

$$A = A_0 \left(\frac{x}{x_0} \right)^{-n} e^{-\alpha(x-x_0)}.$$

Здесь A_0 — амплитуда на расстоянии x_0 от центра источника колебаний, находящегося на линии, проходящей через его центр в точку x , где определяется амплитуда A ; n — (амплитудный) показатель расхождения волны от источника, зависящий от типа волны, структуры и степени вещественной однородности породы; α — (амплитудный) коэффициент поглощения.

Согласно Ю. В. Ризниченко, величины n и α имеют простой физический смысл, соответствующий их названиям, при распространении плоской волны:

а) в однородной изотропной идеально упругой среде $A=A_0$, где $A_0=\text{const}$, $n=0$, $\alpha=0$ (расхождение и поглощение энергии волны отсутствуют);

в) в однородной изотропной поглощающей среде $A=A_0e^{-\alpha x}$, где α — коэффициент, характеризующий поглощающие свойства среды, $x_0=0$ (начало отсчета совмещено с центром источника), $n=0$ (расхождение отсутствует). Экспериментальное уменьшение амплитуды dA/A на малом отрезке dx пропорционально его длине:

$$dA/A = -\alpha dx.$$

В реальных горных породах обнаруживаются одновременно как рассеяние, так и поглощение волн упругости, обусловленное их неидеальной упругостью и неоднородностью. Неодинаковая способность пород поглощать энергию упругости продольных, поперечных и поверхностных волн характеризуется соответственно коэффициентами поглощения α_P , α_S и α_R . В практически однофазных монокристаллах минералов и в однородной жидкой фазе пород (например, природной воде)

$$\alpha_P = \frac{2}{3} \frac{\omega^2 \eta}{v_P^3 \delta_P},$$

где η — коэффициент вязкости, Па·с; $\omega=2\pi f$ — частота; δ_P — плотность среды; v_P — скорость продольных волн упругости.

Коэффициенты α_P и α_S поглощения в реальных породах определяются по формулам:

$$\alpha_P = \frac{\omega^2}{2\delta_P v_P^3} \left[\left(\frac{4}{3} \eta_1 + \eta_2 \right) + \frac{\lambda T \beta^2 \delta_P^2 v_P^2}{c_{PV}^2} \left(1 - \frac{4}{3} \frac{v_S^2}{v_P^2} \right) \right];$$

$$\alpha_S = \frac{\eta_1 \omega^2}{2\delta_P v_S^3},$$

где η_1 и η_2 — объемные вязкости фаз; λ — коэффициент теплопроводности породы; c_{PV} — ее удельная изобарная теплоемкость при постоянном объеме; β — сжимаемость породы.

Таким образом, значения α_P и α_S определяются величинами, характеризующими упругость пород (v_P , v_S , β), их структуру (плотность δ_P), тепловые свойства (λ , c_{PV}), а также температурой, частотой и вязкостями η_1 и η_2 .

В многофазных проницаемых породах поглощение энергии упругости объясняется и вязким межфазным трением (трением между жидкой и твердой составляющими пород) при их относительном движении под влиянием акустического поля, сопровождающимся межфазным теплообменом.

Эксперименты подтверждают рост значений α_P с уменьшением δ_P , поскольку обнаружена прямая связь α_P с коэффициентом

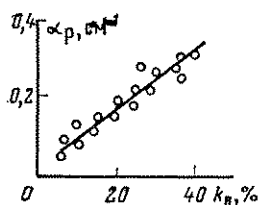


Рис. 165. Зависимость коэффициента α_p поглощения продольной волны от коэффициента k_p пористости для карбонатных пород (по И. П. Дзедбаню)

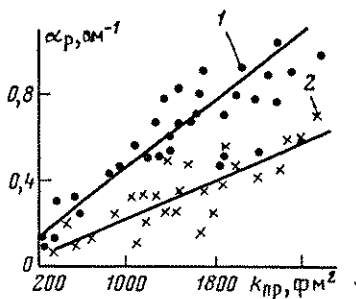


Рис. 166. Связь коэффициента α_p поглощения ультразвуковых волн с коэффициентом $k_{пр}$ проницаемости (по А. А. Болотову, Б. А. Белинскому и Л. Л. Синему).

1 — песчанник, 2 — алевролит

k_p пористости (рис. 165) и $k_{пр}$ проницаемости (рис. 166), которые находятся в обратной связи с плотностью. Установлен рост значений α_s и α_p с увеличением глинистости пород (рис. 167) и частоты звука (рис. 168). При заданной частоте самые высокие значения α_p найдены для газонасыщенных песков. Они ниже для песков нефтенасыщенных и еще ниже для тех же, но водонасыщенных разностей. Значения же α_s при тех же условиях располагаются в обратном порядке (см. рис. 168). Расчетные данные достаточно хорошо согласуются с экспериментальными и с представлениями о вязкоинерционном и термическом механизме поглощения волн упругости.

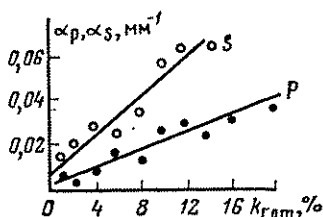


Рис. 167. Зависимости коэффициентов α_p и α_s поглощения продольных и поперечных волн от коэффициента $k_{глт}$ массовой глинистости (по И. П. Дзедбаню)

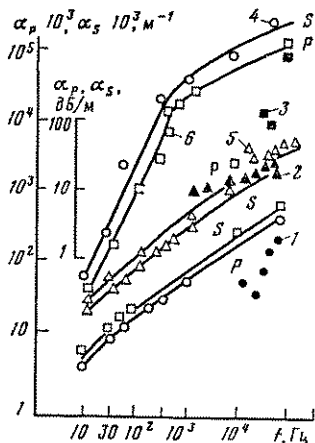


Рис. 168. Зависимости коэффициентов α_p и α_s поглощения продольных и поперечных волн упругости в песках от частоты f звука (по Б. Н. Ивакину, Е. В. Карусу, О. Л. Кузнецову)

Экспериментальные (1—3) и расчетные (4—6) данные для песков при их насыщении: 1, 4 — водой; 2, 5 — нефтью; 3, 6 — газом

Считают, что на характер зависимости коэффициента поглощения от частоты влияет сцементированность пород. В водонасыщенном песке α_p в диапазоне частот 30—110 кГц возрастает пропорционально $\sqrt{f}$. Вместе с тем в сцементированных породах α_p пропорционален частоте.

Коэффициент α_p при $f=1$ МГц для свежих магматических пород изменяется от 0,8 до 5 м⁻¹. Для выветрелых гранитов и граносиенитов он выше — от 11 до 14 м⁻¹. Еще большие значения для тех же пород имеют коэффициенты $\alpha_s=18\div 27$ м⁻¹. В водонасыщенных песках при частоте 30—35 кГц коэффициент $\alpha_p=0,21$ м⁻¹, а при частоте 80—90 кГц он достигает 1,5 м⁻¹; в нефтенасыщенном песке при тех же частотах его величина равна 4,3 и 5,6 м⁻¹.

Коэффициенты α_p , α_s и α_R изучены недостаточно, поэтому приведенные выше данные неполно характеризуют возможные пределы их изменения для горных пород.

§ 82. ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНО УПРУГИЕ ПОРОДЫ С НЕСОВЕРШЕННОЙ СВЯЗЬЮ МЕЖДУ ФАЗАМИ

Соотношения между напряжениями и деформациями для элементарного объема макроскопически однородной и изотропной породы с размерами пор намного меньшими размеров этого объема и с вязким заполнителем, перемещающимся относительно скелета породы, имеют вид:

$$\left. \begin{aligned} \sigma_x &= \lambda_{T+3}\theta + 2\mu_{T+3}e_x + Q\theta_3; \\ \sigma_y &= \lambda_{T+3}\theta + 2\mu_{T+3}e_y + Q\theta_3; \\ \sigma_z &= \lambda_{T+3}\theta + 2\mu_{T+3}e_z + Q\theta_3; \\ \tau_{yz} &= \mu_{T+3}e_{yz}; \\ \tau_{zx} &= \mu_{T+3}e_{zx}; \\ \tau_{xy} &= \mu_{T+3}e_{xy}; \\ s &= Q\theta + R\theta_3; \\ \theta &= e_x + e_y + e_z, \end{aligned} \right\} \quad (162)$$

где Q — коэффициент пропорциональности в соотношении между расширениями θ_3 и θ соответственно заполнителя пор и твердого агрегата частиц (если давление заполнителя равно нулю, то $\theta_3 = -Q\theta/R$); R — давление на заполнитель, при котором вдавливается известное его количество в единицу объема породы, а он при этом не изменяется; s — скаляр, определяющий напряженное состояние заполнителя [10].

Определив по уравнениям Лагранжа силы, действующие на твердую и жидкую компоненты в единице объема породы с несовершенной связью между компонентами, можно, представив эти силы через градиенты напряжения и подставив в полученные уравнения значения напряжения из формулы (162), найти уравнения движения для рассматриваемой двухкомпонентной

среды [10]. После их преобразования с учетом того, что поровая жидкость является вязкой, находим:

$$\begin{aligned}\nabla^2 (M_{T+3}\theta + Q\theta_3) &= \frac{\partial^2}{\partial t^2} (\delta_{11}\theta + \delta_{12}\theta_3) + \frac{\mu^* k_{\text{по}}^2}{k_{\text{пр}}} \frac{\partial}{\partial t} (\theta - \theta_3); \\ \nabla^2 (Q\theta + R\theta_3) &= \frac{\partial^2}{\partial t^2} (\delta_{12}\theta + \delta_{22}\theta_3) - \frac{\mu^* k_{\text{по}}^2}{k_{\text{пр}}} \frac{\partial}{\partial t} (\theta - \theta_3),\end{aligned}\quad (163)$$

где $M_{T+3} = \lambda_{T+3} + 2\mu_{T+3}$; λ_{T+3} и μ_{T+3} — коэффициенты Ламе двух-компонентной среды; μ^* — динамическая сдвиговая вязкость; $\delta_{11} = \delta_c - \delta_{12} = (1 - k_{\text{по}})\delta_r - \delta_{12}$, $\delta_{22} = \delta_3 - \delta_{12} = k_{\text{по}}\delta_{\text{ж}} - \delta_{12}$ — удельные массы соответственно твердого компонента, не участвующего в движении жидкости, и жидкости, не участвующей в движении твердого компонента, называемые коэффициентами динамической плотности; $\delta_{12} = -\delta_a$ — коэффициент массовой связи между жидкостью и твердым компонентом — скелетом породы (определяется как «кажущаяся масса», наличие ее, вероятно, из-за различия инерционных сил скелета и жидкости, эту величину называют присоединенной массой).

Определенным образом преобразовав выражения (163) [10], записав решения полученных уравнений для плоских гармонических волн в виде $e = C_1 \exp[j(\omega t - kx)]$ и $\theta_3 = C_2 \exp[j(\omega t - kx)]$, C_1 , C_2 и k — постоянные величины) и подставив в преобразованную формулу (163), получим два уравнения, характеризующие скорости распространения продольных волн в двухфазных породах с несовершенной связью между составляющими. Одно из них для волны, распространяющейся с большой скоростью v_{PI} , названной волной первого типа; другое — для волны, распространяющейся с меньшей скоростью v_{PII} — волна второго типа. Эта теория позволяет также получить для рассматриваемой среды коэффициенты поглощения первого и второго типов.

В общем виде все эти уравнения сложны и громоздки. В предельных случаях они значительно упрощаются. Допустим, что среда имеет добротность $q > 5$ ($q = \pi/\phi$; ϕ — декремент поглощения), при этом

$$v_{\text{PI}} = \sqrt{\frac{H(v_c + \sigma_L - 2v_l\sigma_K)^2 + (\omega_c/\omega)^2}{\delta_{T+ж}(v_c + v_l^2)(v_c + \sigma_L - 2v_l\sigma_K) + (\omega_c/\omega)^2}}, \quad (164)$$

где

$$v_l = \frac{\delta_{\text{ж}}}{\delta_{T+ж}}; \quad \delta_{\text{ж}} = \frac{\delta_{12} - \delta_{22}}{k_{\text{по}}}; \quad \delta_{T+ж} = \delta_{11} + 2\delta_{12} + \delta_{22};$$

$$v_c = \frac{\delta_c}{\delta_{T+ж}}; \quad \delta_c = \frac{\delta_{22}}{k_{\text{по}}^2} = \frac{k_{\text{по}}\delta_{\text{ж}} - \delta_{12}}{k_{\text{п}}^2}; \quad \sigma_L = \frac{L}{H};$$

$$\sigma_K = \frac{K}{H}; \quad L = R/k_{\text{п}}^2; \quad H = \lambda + 2\mu + R + 2Q;$$

$$K = (Q + R)/k_{\text{п}}; \quad \omega_c = \frac{\mu^*}{k_{\text{пр}}\delta_2} = \frac{\mu^*}{k_{\text{пр}}(\delta_{12} + \delta_{22})};$$

μ^* — динамическая сдвиговая вязкость.

Из уравнения (164) видно, что при $\omega \rightarrow 0$

$$v_{PI0} = \sqrt{H/\delta_{T+ж}},$$

а при $\omega \rightarrow \infty$

$$v_{PI\infty} = \sqrt{\frac{H}{\delta_{T+ж}} \frac{v_c + \sigma_L - 2v_l \sigma_K}{v_c + v_l^2}} = \sqrt{\frac{L\delta_{T+ж} + H\delta_c - 2\delta_{ж}K}{\delta_{T+ж}\delta_c - \delta_{ж}^2}}.$$

Уравнение для v_{PII} , относящиеся к низким частотам при $\omega/\omega_{ср} \ll 1$, имеет вид

$$v_{PII} = \sqrt{\frac{2(LH - K^2)}{\delta_{T+ж}H} \frac{\omega}{\omega_c}}. \quad (165)$$

Из рассмотрения уравнений (164) и (165) видно, что скорости v_{PI} и v_{PII} распространения продольных волн упругости в двухфазных породах, насыщенных вязкой жидкостью с несовершенной связью между составляющими, зависят не только от соотношения компонентов и характеристик их упругости, но также от величин $(\mu^*, k_{пр})$ гидродинамического взаимодействия между составляющими этих сред и частоты ω колебаний упругости.

Для упрощения теоретического рассмотрения Н. В. Николаевский разделил двух- или трехфазные породы по значениям величин $\varepsilon = \beta_T K_{ск}(1 - k_{пр})$ (β_T — сжимаемость твердой компоненты, $K_{ск}$ — модуль всестороннего сжатия скелета) на малоуплотненные (мягкие), для которых $\varepsilon \ll 1$, и плотные (сцементированные) с $\varepsilon \rightarrow 1$. Как для мягких, так и для плотных пород, исходя из уравнений, близких по виду к выражению (164), им были получены формулы, определяющие скорости v_{PI} и v_{PII} , а также коэффициенты α_{PI} и α_{PII} поглощения в зависимости от характеристик упругости и гидродинамической связи компонент и частоты распространяющихся упругих колебаний [33]. Для мягких пород, продольных волн первого рода и при очень низких частотах ω колебаний или же очень высоком сопротивлении среды [$\xi = \delta_{пр}\omega a_0/\mu^* \rightarrow 0$ (a_0 — начальный коэффициент гидравлического сопротивления породы)]]

$$v_{PI} = \frac{1}{\sqrt{\beta_{по}\delta_{по}}} \left[1 - \frac{1}{8} \xi^2 \left(\frac{R_1}{R_2} + 3 \right) \left(\frac{R_1}{R_2} - 1 \right) \right]; \quad (166)$$

$$\alpha_{PI} = \omega \sqrt{\frac{\beta_{по}\delta_{по}}{2}} \sqrt{\left(\frac{1 + R_1^2 \xi^2 / R_2^2}{1 + \xi^2} \right)^{1/2} - \frac{1 + R_1 \xi^2 / R_2}{1 + \xi^2}}, \quad (167)$$

где $\beta_{п} = (1 - k_{по})\beta_T + k_{по}\beta_{ж}$; $\delta_{по} = (1 - k_{по})\delta_T + k_{по}\delta_{ж}$; $k_{по}$ — средние, начальные стационарные сжимаемость, плотность и коэффициент пористости; β_T , $\beta_{ж}$, δ_T , $\delta_{ж}$ — соответственно сжимаемость и плотность твердой и жидкой компонентов породы:

$$R_1 = \frac{k_{по}\delta_{п}^{2\infty}}{\delta_T\delta_{ж}} A_3; \quad R_2 = \frac{k_{по}\delta_{по}\delta_{по}}{\delta_T\delta_{ж}} A_3;$$

$$A_3 = 1 - \beta_T K_{ск} + \frac{\beta_{ж}k_{по}}{\beta_T(1 - k_{по})}.$$

Здесь $K_{ск}$ — модуль всестороннего сжатия всего агрегата твердых частиц (скелета) породы; $\delta_{п\infty}$ — плотность породы при ее очень малом фильтрационном сопротивлении или при очень большой частоте колебаний. При очень низкой ω или очень высоком сопротивлении пористой среды и $\xi = \omega \delta_{п} a_3 / \mu^* \rightarrow 0$ в пределе

$$v_{PI} \rightarrow v_{P0} \rightarrow 1/\sqrt{\beta_{п} \delta_{п0}},$$

где $\delta_{п0} = (1 - k_{п0}) \delta_{т} + k_{п0} \delta_{ж}$ — плотность породы при частоте упругих колебаний $\omega \rightarrow 0$. Если ω очень большие, а фильтрационные сопротивления породы $\xi \rightarrow \infty$, предельные значения

$$v_{PI} \rightarrow v_{PI\infty} = 1/\sqrt{\beta_{п} \delta_{п\infty}},$$

где

$$\frac{1}{\delta_{п\infty}} = \frac{1 - k_{п0}}{\delta_{т}} + \frac{k_{п0}}{\delta_{ж}}.$$

При фиксированной частоте ω и очень малых ($\xi \rightarrow \infty$) или очень больших ($\xi \rightarrow 0$) сопротивлениях фильтрации $\alpha_{PI} \rightarrow 0$, а при промежуточных значениях α_{PI} претерпевает максимум.

Для тех же мягких пород и продольных волн второго рода

$$v_{PII} = \sqrt{\frac{2}{b\delta}} \left(\sqrt{1 + \frac{1}{\xi^2}} + 1 \right)^{-1/2}; \quad (168)$$

$$\alpha_{PII} = \omega \sqrt{\frac{b\delta}{2}} \left(\sqrt{1 + \frac{1}{\xi^2}} - 1 \right)^{-1/2}. \quad (169)$$

где $b = (\lambda_1 + 2\lambda_2)^{-1}$; λ_1 и λ_2 — модули упругости переупаковки твердых частиц; $\delta = \delta_{11} + \delta_{22} + 2\delta_{12}$; $\xi = f_t/f_0$ — безразмерная частота; f_t , f_0 — текущая и начальная частоты.

Уравнение (163) решено и относительно скорости распространения плоской монохроматической поперечной волны в мягких породах. Скорость поперечной волны в мягких породах также определяется относительной частотой и плотностью, гидродинамическими характеристиками рассматриваемой среды и ее структурой.

Предельные значения скорости распространения продольной волны второго рода при $\xi \rightarrow \infty$ и $\xi \rightarrow 0$ соответственно $v_{PII\infty} = (b/\delta)^{-1/2}$; $v_{PII0} \rightarrow 0$, а предельные значения $\alpha_{PII\infty}$ и α_{PII0} коэффициентов поглощения тех же волн соответственно стремятся к нулю и бесконечности.

Итак, в мягких породах распространяются продольные волны давления и переупаковки частиц, а также поперечная волна. Скорость v_{PI} продольной волны первого рода обуславливается в основном сжимаемостями β_t и $\beta_{ж}$ твердого и жидкого компонентов и значениями $k_{п0}$ среды, тогда как продольные волны второго рода в мягких породах характеризуются главным образом величинами λ_1 и λ_2 . Эти волны характеризуют переупаковку твердых частиц (их можно наблюдать в сухом песке при атмосферном давлении); им соответствует более значительное затухание, чем волне первого рода.

В связи с этим в слабо сцементированных водонасыщенных

породах практически распространяются только волны первого рода, а в сухих слабо сцементированных породах — только второго рода. У этих пород $\mu^* \rightarrow 0$, $\delta_s \rightarrow \delta_{вз} \rightarrow 0$, т. е. $\xi \rightarrow \infty$, $\alpha_{PII} \rightarrow 0$, $v_{PII} \rightarrow C = 1/\sqrt{b\delta_t}$. Здесь $\alpha_{PII} = \sqrt{\omega \mu^* b / 2a_2}$, т. е. выше уровня грунтовых вод $v_{PII} = 1/\sqrt{b\delta_t}$, а ниже его скорость определяется по формуле (168). Как видно из соотношений (164) и (168), скорость волн первого рода зависит от частоты колебаний.

Из исследований упругости жестких (сцементированных) пористых пород без учета и с учетом неравновесного теплообмена [37] также следует, что в этих породах распространяются две продольные и поперечные волны. Но в сцементированных водонасыщенных породах продольная волна переупаковки частиц быстро, на небольших расстояниях затухает, и ее можно не рассматривать. Более медленная скорость волны первого рода (давления) в сцементированных породах зависит от сжимаемости твердого и жидкого компонентов и коэффициента k_n пористости пород. Она также связана с характеристиками гидро- и термовзаимодействия между компонентами пород, такими, как просветистость, коэффициент проницаемости, вязкости, коэффициенты теплопроводности и теплоемкости. Однако при низких частотах волны первого рода в жидком и твердом компонентах движутся в фазе, а при высоких частотах движение жидкости начинает отставать по фазе, в связи с чем v_{PI} становится комплексной величиной и появляются динамические величины — плотность (меньшая статической) и вязкость.

В газонасыщенных сцементированных породах вторая продольная волна распространяется без затухания со скоростью, определяющейся только коэффициентами Ламе скелета и плотностью твердого компонента. Ее значение приближается к скорости в сплошном твердом материале. Первая (более медленная в сильносцементированных породах) волна (ее иногда называют воздушной волной, волной по газу) является по существу волной первого рода, а небольшая скорость ее распространения объясняется большой сжимаемостью газа. Скелет при ее распространении практически неподвижен — абсолютно жесткий.

При каплевой жидкости в породе изменение порового давления порождает в основном более быструю волну, поэтому в газонасыщенных сцементированных средах возникают более медленные волны.

Предельные значения скоростей в насыщенной жидкостью породе при $\omega \rightarrow 0$ и при $\omega \rightarrow \infty$ определяются по формулам:

$$v_{PI0} = \sqrt{\frac{\left[(n + k_n) \frac{(1 - k_{no}) \alpha_T \alpha^* T_0}{\beta_T c} \beta_T K \right]^2 +}{\delta_0 \theta}} + \frac{+ \frac{(1 - k_{no})}{b} \theta_0 \left[1 + \frac{(1 + k_{no})}{c} \alpha_T^2 T_0 b K^2 \right] x}{\delta_0 \theta}}, \quad (170)$$

где $\theta_0 = \beta_n [1 - T_0 (\alpha^2 / c \beta_n)]$; $x = [1 - (\alpha_n^2 \beta_n / b)]$; $b = (\lambda_1 + 2\lambda_2)$; $\alpha^* = n\alpha_t + k_n \alpha_j$; $c = n c_t + k_n c_j$; T_0 — начальная стационарная абсолютная температура; n — просветность породы; α_t, α_j и c_t, c_j — коэффициенты теплопроводности и теплоемкости твердой и жидкой фаз пород; K — модуль всестороннего сжатия;

$$v_{PI\infty} = \frac{1}{\sqrt{\delta_{ж} b}} \sqrt{\frac{(r + \varepsilon^* f) + \sqrt{(r + \varepsilon^* f)^2 - 4\varepsilon^* r [(1 - k_n)/n] (\delta_t/\delta_{ж})}}{2\varepsilon^* [(1 - k_n)/n] (\delta_t/\delta_{ж})}}, \quad (171)$$

где

$$\begin{aligned} \delta^* &= \delta_t + \frac{n}{k_n} \delta_{ж}; & r &= \frac{k_n (1 - k_n) \delta^*}{\delta_{ж} n}; \\ \varepsilon^* &= \frac{\theta^*}{b}; & \theta^* &= \beta_n \left[1 - \frac{n^2 \alpha_t^2 T_0}{(1 - k_n) v_{PI} \beta_n} - \frac{k_n \alpha_{ж}^2 T_0}{\varepsilon_{PI} \beta_n} \right]; \\ f &= \frac{1 - k_n}{n} \left(1 - \frac{\beta_t}{\theta^*} n k_b \right). \end{aligned}$$

(без учета теплообмена).

Расчетами по формулам (170) и (171) можно показать, что предельные скорости значительно больше при насыщении пород водой, а не нефтью; v_P волн упругости в нефтеносных породах растут с частотой, а в водонасыщенных породах нет.

Уравнения, характеризующие предельные значения скорости распространения волн второго рода, и уравнения, характеризующие коэффициенты поглощения, приведены в работе [33].

§ 83. ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНО УПРУГИЕ ИЗОТРОПНЫЕ И АНИЗОТРОПНЫЕ ПОРОДЫ БЕЗ СВЯЗИ МЕЖДУ ФАЗАМИ

В дифференциально упругих изотропных и анизотропных породах без связи между фазами (высокопористые породы с сообщающимися порами и хорошей проницаемостью, воздухом насыщенные на открытом воздухе) распространяются независимо друг от друга две волны упругости — по скелету и заполнителю пор. В связи с этим движение фаз в такой породе описывается двумя уравнениями — для скелета и заполнителя. Напряжения действуют на каждую из фаз отдельно, и движения их характеризуются следующими уравнениями:

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2} &= \frac{\lambda_{ск} + 2\mu_{ск}}{\delta_{ск}} \nabla^2 \theta = \frac{\lambda_{ск} + 2\mu_{ск}}{\delta_1 (1 - k_n)} \nabla^2 \theta; \\ \frac{\partial^2 \theta_{вз}}{\partial t^2} &= \frac{K_{вз}}{\delta_{вз} k_n} \nabla^2 \theta_{вз}, \end{aligned}$$

где расширение (дилатация)

$$\theta_{вз} = \frac{\partial u_{вз}}{\partial x} + \frac{\partial y_{вз}}{\partial y} + \frac{\partial z_{вз}}{\partial z};$$

оператор Лапласа для декартовой системы координат x, y, z

$$\nabla^2 \theta_{вз} = \frac{\partial^2 \theta_{вз}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \theta_{вз}}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \theta_{вз}}{\partial z^2};$$

$\delta_{ск} = \delta_T(1 - k_n)$, δ_T , $\delta_{вз}$ — плотности скелета породы, твердой фазы, воздуха.

Решив эти уравнения, найдем

$$v_{Рвз} = \sqrt{\frac{K_{вз}}{k_n \delta_{вз}}} \quad \text{и} \quad v_{Рск} = \sqrt{\frac{\lambda_{ск} + 2\mu_{ск}}{\delta_{ск}}} = \sqrt{\frac{\lambda_{ск} + 2\mu_{ск}}{\delta_T(1 - k_n)}}.$$

Для анизотропных пород эти уравнения иногда записываются в следующем виде [2]:

$$v_{Рвз} = \sqrt{K_{вз}/R\delta_{вз}},$$

где $K_{вз}$ и $\delta_{вз}$ — модуль всестороннего сжатия и плотность заполнителя пор — воздуха; R — структурный коэффициент породы;

$$v_{Рски} = \sqrt{C_{ски}/\delta_{ск}}, \quad (172)$$

где $C_{ски}$, $\delta_{ск}$ — коэффициент упругости, плотность скелета ($C_{ски}$ может быть оценена по формуле (172), если измерены $v_{Р,ск}$ и $\delta_{ск}$).

Теоретически скорость распространения волн в скелете рассчитывали для гексагональной укладки — сфер равного диаметра. В этом случае скорость распространения вертикальных волн сжатия

$$v_{ск} = 860 \left[\frac{2\pi E_T^2 g}{(1 - \nu_T^2)^2 k_n^3 \delta_T} \right]^{1/5} z^{1/6}, \quad (173)$$

где z — координаты центров сфер (или глубина залегания слоя) [2].

Наличие двух волн в дифференциально упругих породах с отсутствием и несовершенной связью между фазами, а также общая теория зависимости скорости распространения этих волн от давления впервые были подтверждены работами Н. Р. Петерсона на стеклянных шариках, кварцевых песках и плейстоценовых береговых песках.

На осциллограммах легко различаются первые вступления волн по воде (или воздуху) и скелету, причем первые вступления по воде (или воздуху) опережают те же по скелету. С увеличением нагрузки скорости волн в воздухе и скелете возрастают, причем скорость в скелете повышается быстрее, чем в воздухе. Теоретические значения скоростей в этих средах ниже, чем экспериментальные (см. [2 рис. 198]), из-за иного влияния структуры, чем принято в теории.

Список литературы

Основная литература

1. *Беликов Б. П., Александров К. С., Рыжова Т. В.* Упругие свойства породообразующих минералов и горных пород. М., Наука, 1970.
2. *Кобранова В. Н.* Физические свойства горных пород (петрофизика). М., Гостоптехиздат, 1962.
3. *Кожевников Д. А.* Нейтронные характеристики горных пород и их использование в нефтегазопромысловой геологии, 2-е изд. М., Недра, 1982.
4. *Леонтьев Е. И.* Моделирование в петрофизике. М., Недра, 1978.
5. *Определение петрофизических характеристик по образцам/В. Н. Кобранова, Б. И. Извеков, С. Л. Пашевич, М. Д. Шварцман.* М., Недра, 1977.
6. *Справочник по физическим свойствам минералов и горных пород при высоких термодинамических параметрах.* М., Недра, 1978.
7. *Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика).* Справочник геофизика. М., Недра, 1984.

Дополнительная литература

8. *Адсорбция и пористость.* М., Наука, 1976.
9. *Бозорт Р.* Ферромагнетизм. М., ИЛ, 1956.
10. *Булатова Ж. М., Волкова Е. А., Дубров Е. Ф.* Акустический каротаж. Л., Недра, 1970.
11. *Болотов А. А., Белинский Б. А., Синий Л. Л.* Влияние структуры горных пород на их акустические свойства. — В кн.: Разведочная геофизика, вып. 45. М., Недра, 1971, с.
12. *Вендельштейн Б. Ю.* Исследование разрезов нефтяных и газовых скважин методом собственных потенциалов. М., Недра, 1966.
13. *Вонсовский С. В.* Магнетизм микрочастиц. М., Наука, 1973.
14. *Вопросы однородности и неоднородности минералов.* М., Наука, 1971.
15. *Гецева Р. В. и Савельева К. Г.* Руководство по определению урановых минералов. Госгеолтехиздат, 1956.
16. *Глестон С., Эдлунд М.* Основы теории ядерных реакторов. М., ИЛ, 1954.
17. *Горбатов Г. П., Шибанов А. С.* Современные методы минералогического исследования. — В кн.: Электрические характеристики минералов, их измерение и использование при минералогических исследованиях. М., Недра, 1969, с. 44—76.
18. *Готтих Р. П.* Радиоактивные элементы в нефтегазовой геологии. М., Недра, 1980.
19. *Григоров О. Н.* Электрокинетические явления (курс лекций). Л., изд-во ЛГУ, 1973.
20. *Дахнов В. Н.* Геофизические методы определения коллекторских свойств и нефтегазонасыщения горных пород, 2-е изд. М., Недра, 1985.
21. *Дубинин М. М.* Адсорбция и пористость. М., изд. Военной Краснознаменной академии химической защиты, 1972.
22. *Ивакин Б. Н., Карус Е. В., Кузнецов О. Л.* Акустический метод исследования скважин. М., Недра, 1978.
23. *Изучение коллекторов нефти и газа месторождений Западной Сибири геофизическими методами/Е. И. Леонтьев, Л. М. Дорогиницкая, Г. С. Кузнецов, А. Я. Малихин.* М., Недра, 1974.
24. *Капп Ф.* Физика и техника ядерных реакторов. М., ИЛ, 1960.
25. *Кац А. М.* Теория упругости. М., Гостоптехиздат, 1956.
26. *Керкис Е. Е.* Методы изучения фильтрационных свойств горных пород. Л., Недра, 1975.
27. *Кожевников Д. А.* К расчету длины замедления нейтронов в средах с высоким водородосодержанием. М., 1960, Гостоптехиздат, с. 35—40 (Тр. МИНХ и ГП, вып. 31).

28. Козлов Е. А. О скоростях продольных волн в терригенных обломочных отложениях. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 8, с. 72—79.
29. Комаров В. А. Электроразведка методом вызванной поляризации. Л., Недра, 1980.
30. Кормильцев В. В. Переходные процессы при вызванной поляризации. (Теория и применение в геофизике). М., Наука, 1980.
31. Лисицин А. К. Ураноносность подземных вод. Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск, Наука, 1975.
32. Магнетизм и условия образования изверженных горных пород / Д. М. Печерский, В. Н. Багин, С. Ю. Бродская, З. В. Шаронова. М., Наука, 1975.
33. Николаевский В. Н., Басниев К. С., Горбунов А. Т. Механика насыщенных пористых сред. М., Недра, 1970.
34. Озерская М. Л., Семенова С. Г. Методические рекомендации по составлению графоаналитическим методом параметрических разрезов физических свойств осадочного покрова и использованию их при решении геолого-геофизических задач. М., 1976. (Ротапринт ВНИИГеофизики).
35. Пархоменко Э. И. Электрические свойства горных пород. М., Наука, 1965.
36. Петкевич Г. И., Вербицкий Т. З. Акустические исследования горных пород в нефтяных скважинах. Киев, Наукова думка, 1970.
37. Пиннекер Е. В. Проблемы региональной гидрогеологии. М., Наука, 1977.
38. Рац М. В. Структурные модели в инженерной геологии. М., Недра, 1973.
39. Ржевский В. В., Новик Г. Я. Основы физики горных пород. М., Недра, 1978.
40. Свешников Г. Б. Электрохимические процессы на сульфидных месторождениях. Л., изд-во ЛГУ, 1967.
41. Семенов А. С. Влияние структуры на удельное сопротивление агрегатов. Материалы ВСЕГЕИ, Геофизика, сб. 12, Л., Госгеолтехиздат, 1948, с. 46—62.
42. Скважинная ядерная геофизика. Справочник геофизика. М., Недра, 1978.
43. Физические свойства горных пород Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции / Н. А. Туезова, Л. М. Дорогиницкая, Р. Г. Демина, Н. И. Брюзгина. М., Недра, 1975.
44. Фридрихсберг Д. А. Курс коллоидной химии. Л., Химия, 1974.
45. Черняк Г. Я. Диэлектрические методы исследования влажных грунтов. М., Недра, 1964.
46. Шапиро Д. А. Физико-химические явления в горных породах и их использование в нефтепромысловой геофизике. М., Недра, 1977.

Оглавление

Введение	3
Глава I. Неоднородность геологических тел	8
Глава II. Пористость, глинистость	13
§ 1. Происхождение, форма, размер, взаимосвязь пор. Виды пористости	13
§ 2. Форма (или структура) порового пространства пород	15
§ 3. Глинистость, поровый состав, поверхность порового пространства и удельная поверхность	17
Глава III. Влажность, влагоемкость, двойной слой	25
§ 4. Полная влагоемкость, межфазное взаимодействие и двойной электрический слой	25
§ 5. Капиллярная, подвешенная, максимальная гигроскопическая и гигроскопическая влагоемкость	35
Глава IV. Пористость эффективная и динамическая. Коэффициенты пористости и влагоемкости	38
§ 6. Пористость эффективная и динамическая	38
§ 7. Коэффициенты пористости и влагоемкости	40
§ 8. Коэффициент общей пористости минералов, первичных осадков, осадочных пород, их измененных и метаморфизованных разностей, магматических пород и руд	41
§ 9. Коэффициенты влагоемкости минералов, осадочных (обломочных) пород	54
Глава V. Нефте- и газонасыщение. Химически связанная вода	58
§ 10. Нефте- и газонасыщение пород	58
§ 11. Химически связанная вода	61
Глава VI. Плотность	65
§ 12. Определение и физические основы	65
§ 13. Газовая и жидкая фазы	67
§ 14. Минералы	67
§ 15. Твердая фаза	71
§ 16. Сухие осадки и породы	74
§ 17. Связь плотности δ_s с другими петрофизическими и петрохимическими величинами	75
§ 18. Максимально влажные породы	82
§ 19. Плотность осадочного покрова земной коры	82
Глава VII. Проницаемость	86
§ 20. Абсолютная проницаемость	86
§ 21. Аналитические связи между коэффициентом абсолютной проницаемости и структурными характеристиками пород	86
§ 22. Зависимость коэффициента абсолютной проницаемости от различных петрофизических величин по экспериментальным данным	91
§ 23. Проницаемость трещиноватых пород	99
§ 24. Классификация пород по коэффициенту проницаемости	100
§ 25. Классификация коллекторов по их важнейшим характеристикам	101
§ 26. Эффективная и относительная проницаемости	105

Глава VIII. Поляризация, электропроводность, потери и их характеристики	108
§ 27. Виды поляризации и ее характеристики	108
§ 28. Суммарная поляризация и диэлектрическая проницаемость	117
§ 29. Вызванные потенциалы и вызванная электрохимическая активность	118
§ 30. Фильтрационные поляризация, потенциалы и электрохимическая активность	122
§ 31. Электрохимические диффузионно-адсорбционная поляризация, потенциалы и активность	124
§ 32. Электропроводность (электросопротивление), потери и их характеристики	130
§ 33. Газовая фаза	133
§ 34. Жидкая фаза	134
§ 35. Минералы	136
§ 36. Твердая фаза	141
§ 37. Породы	151
Глава IX. Теплопроводность, теплоемкость, температуропроводность	196
§ 38. Процессы и законы распространения тепла в породах	196
§ 39. Минералы	201
§ 40. Твердая фаза	205
§ 41. Жидкая фаза	206
§ 42. Газовая фаза	208
§ 43. Породы	209
§ 44. Типы и группы различных пород	218
§ 45. Связи теплопроводности с другими петрофизическими величинами	224
§ 46. Зависимость теплопроводности и теплоемкости пород от температуры и давления	227
Глава X. Магнетизм	229
§ 47. Теория намагничивания и характеристики магнитных свойств диа- и парамагнитных минералов	229
§ 48. Теория намагничивания и характеристики магнитных свойств ферро- и ферримагнитных минералов	236
§ 49. Твердая, жидкая и газовая фазы	247
§ 50. Воздушно-сухие и влажные породы	248
§ 51. Магматические породы	249
§ 52. Осадочные породы	259
§ 53. Метаморфические породы	261
§ 54. Руды и палеомагнетизм	262
§ 55. Классификация пород по магнитной восприимчивости	264
§ 56. Связи магнитных характеристик с другими величинами	265
§ 57. Зависимости характеристик намагниченности от давления, температуры, глубины залегания пород	269
§ 58. Региональное изменение магнитных характеристик осадочного чехла платформ и прогибов	270
§ 59. Намагниченность магматических формаций	272
§ 60. Региональное изменение состава и магнитных характеристик щитов и складчатых областей	275
Глава XI. Радиоактивность	276
§ 61. Радиоактивность элементов и минералов литосферы	281
§ 62. Магматические породы	288
§ 63. Пегматиты	294
§ 64. Метаморфические породы	295
§ 65. Осадочные породы	297
§ 66. Жидкая и газовая фазы	304
§ 67. Пространственное распределение и миграция урана, тория, калия в земной коре	306

Глава XII. Нейтронная активность	311
§ 68. Взаимодействие нейтронов с ядрами элементов	311
§ 69. Нейтронная рассеивающая и поглощающая активности	314
§ 70. Другие величины, характеризующие взаимодействие пород с нейтронами	316
§ 71. Минералы	325
§ 72. Твердая фаза	329
§ 73. Жидкая и газовая фазы	330
§ 74. Породы	332
Глава XIII. Упругость	338
§ 75. Минералы	338
§ 76. Твердая фаза	351
§ 77. Жидкая и газовая фазы	352
§ 78. Породы	355
§ 79. Дифференциально упругие однородные, изотропные и анизотропные породы с совершенной связью между фазами	356
§ 80. Характеристики упругости групп и типов пород	373
§ 81. Поглощение волн упругости	378
§ 82. Дифференциально упругие породы с несовершенной связью между фазами	381
§ 83. Дифференциально упругие изотропные и анизотропные породы без связи между фазами	386
Список литературы	388

УЧЕБНИК

Редактор издательства *Т. А. Ярмахова*
 Художественный редактор *В. В. Шутько*
 Технический редактор *Е. В. Воробьева*
 Корректор *Н. А. Громова*

ИБ № 3629

Вера Николаевна Кобранова

ПЕТРОФИЗИКА

Сдано в набор 20.06.86. Подписано в печать 08.10.86. Т-20636. Формат 60×90¹/₈. Бумага книжно-журнальная. Гарнитура Литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 24,5. Усл. кр.-отт. 24,5. Уч.-изд. л. 26,46. Тираж 5000 экз. Заказ 387/7029—3. Цена 1 р 30 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», Москва, Третьяковский проезд, 1/19.
 Московская типография № 11 Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательства, полиграфии и книжной торговли, 113105, Москва, Нагатинская ул., д. 1.