

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ АВТОНОМНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ
«СЕВЕРО-КАВКАЗСКИЙ ФЕДЕРАЛЬНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»

О. Е. Зеливянская

ПЕТРОФИЗИКА

УЧЕБНОЕ ПОСОБИЕ

Специальность 130102.65 (21.05.03) –
Технология геологической разведки
Специализация «Геофизические методы исследования скважин»

Специалист

Ставрополь
2015

УДК 552.08:53(075.8)
ББК 26.31:22.3 я73
3 49

Печатается по решению
редакционно-издательского совета
Северо-Кавказского
федерального университета

3 49 **Зеливянская О. Е.** Петрофизика: учебное пособие. –
Ставрополь: Изд-во СКФУ, 2015. – 111 с.

Пособие представляет курс лекций, разработанный в соответствии с программой дисциплины и ФГОС ВПО. В нем рассмотрены емкостно-фильтрационные, электрические и ядерно-магнитные свойства, а также вопросы петрофизического моделирования.

Предназначено для студентов, обучающихся специальностей 130102.65 (21.05.03) «Технология геологической разведки», аспирантов, геофизиков и геологов производственных, научных, учебных заведений.

УДК 552.08:53 (075.8)
ББК 26.31:22.3 я 73

Автор

ст. преподаватель **О. Е. Зеливянская**

Рецензенты:

канд. геол.-минерал. наук, доцент **Е. Ю. Туманова**,
канд. геол.-минерал. наук, **А. А. Папоротная**
(отдел геологии и разработки ООО «НК «Роснефть»-НТЦ»)

© ГОУ ВПО «Северо-Кавказский
федеральный университет», 2015

ПРЕДИСЛОВИЕ

Петрофизика (греч. *petra* камень + греч. *physics* природа), т. е. физика камня или физика горных пород – это наука о свойствах горных пород как функции их состава и структуры, об изменении этих свойств под воздействием геологических, физико-химических или технологических факторов, а также о взаимосвязях между физическими свойствами пород.

Петрофизика является базовой дисциплиной для дальнейшего изучения специальных дисциплин студентами специальности 130102.65 – Технология геологической разведки, специализации «Геофизические методы исследования скважин».

Дисциплина «Петрофизика» логически продолжает дисциплину «Физика горных пород», более подробно рассматривая физические свойства горных пород, которые используются при геофизических исследованиях скважин, а также емкостно-фильтрационные свойства пород.

Петрофизика относится к дисциплинам специализации базовой части естественнонаучного и математического цикла дисциплин.

Целью освоения дисциплины является формирование набора компетенций будущего специалиста в области обучения, воспитания и развития, соответствующим целям ООП ВПО специальности «Технология геологической разведки».

Задачи дисциплины – изучить петрофизические основы изучения геологических разрезов скважин; неоднородности горных пород; моделирование естественных условий залегания; упругие и необратимые деформации; глинистость, пористость, влажность, нефте- и газонасыщенность, проницаемость горных пород; параметр пористости, поверхностная проводимость, параметр насыщения, диффузионно-адсорбционная активность, фильтрационные и окислительно-восстановительные потенциалы; вызванная электрохимическая активность горных пород; петрофизические связи и их использование для геологической интерпретации на стадии разведки, подсчета запасов и проектирования разработки; использование петрофизических исследований для комплексной интерпретации данных разведочной геофизики и ГИС.

Дисциплины, обеспечивающие успешное изучение петрофизики: физика, минералогия и петрография, общая геология, физика горных пород.

Петрофизика, в свою очередь, обеспечивает успешное изучение следующих курсов: геофизические исследования скважин, интерпретация данных геофизических исследований скважин, комплексная интерпретация данных геофизических исследований скважин.

Ценность и актуальность настоящего издания заключается в том, что за последние 5 лет не издавались федеральные учебники по петрофизике. Наиболее свежие издания «Основы физики горных пород» (Ржевский В. В., Новик Г. Я.) не соответствует требованиям курса «Петрофизика».

Настоящее издание обобщает многолетний опыт автора лекций по данной дисциплине, а также опыт предыдущих учебных изданий и фондовых материалов.

К сожалению, лекционный курс не в состоянии полностью охватить содержание дисциплины. На самостоятельное изучение выделены разделы, касающиеся петрофизических моделей гидрогеологических и инженерно-геологических объектов, а также рудных месторождений.

В результате прослушивания курса лекций студент должен овладеть следующими компетенциями:

ОК-1 – представление современной картины мира на основе целостной системы естественнонаучных и математических знаний, способностью ориентироваться в ценностях бытия, жизни, культуры;

ОК-2 – обобщение, анализ, восприятие информации, способность поставить цели и выбрать пути ее достижения;

ОК-18 – стремление к социальному взаимодействию в различных сферах общественной жизни, к сотрудничеству и толерантности;

ПК-4 – способность организовать свой труд на научной основе, самостоятельно оценивать результаты своей деятельности, владение навыками самостоятельной работы, в том числе в сфере проведения научных исследований;

ПК-7 – понимание сущности и значения информации в развитии современного информационного общества, сознание опасно-

стей и угроз, возникающих в этом процессе, соблюдение основных требований информационной безопасности, в том числе защиты государственной тайны;

ПК-15 – умение выявлять объекты для улучшения технологии и техники геологической разведки;

ПК-25 – способность находить, анализировать и перерабатывать информацию, используя современные информационные технологии;

ПСК-2.1 – способность выявлять естественнонаучную сущность проблем, возникающих в ходе профессиональной деятельности, привлекать для их решения соответствующий физико-математический аппарат;

ПСК-2.2 – способность применять знания современных методов геофизических исследований.

Как любая наука, петрофизика имеет свой предмет, задачи и методы исследования. Кроме того, петрофизика связана с другими науками: литологией, геологией, физикой, коллоидной и физической химией, математической статистикой и использует в своей практике их методы получения и анализа экспериментальных данных.

Предметом (или объектом познавательной деятельности) в петрофизике является горная порода, ее литологические и физические свойства.

Задачи *петрофизики* – определение изменения физических свойств горной породы в зависимости от 1) литологической характеристики; 2) условий исследования (пластовых или атмосферных); 3) изменения литологических свойств под воздействием скважинных флюидов.

Автор благодарит своих коллег и учителей за помощь в подготовке учебного пособия.

Раздел I. ПОРИСТОСТЬ

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

План

1. Определение пористости.
2. Поры первичные и вторичные.
3. Открытые и закрытые поры.
4. Формы пор.
5. Трещинная пористость.
6. Классификация пор по размерам.

Твердая фаза заполняет часть объема горной породы; в незаполненном ею пространстве находятся другие (обычно жидкая и газовая) компоненты пород.

Свойство пород содержать разные, не заполненные твердой фазой объемы $V_{пор}$ в определенном сухом их объеме V_c , называется **пористостью**. Объем $V_{пор}$ сложен из отдельных небольших пространств – **пор**, поэтому его нередко именуют **поровым пространством** горных пород. Поры различают по происхождению, форме, размеру, взаимосвязи.

Поры бывают первичные и вторичные. Первичные поры возникают при образовании породы и изменяются по величине и форме при ее уплотнении, цементации, метаморфизации.

Первичные (сингенетические) – это структурные поры между гранулами обломочных (песчаных, алевроитовых, глинистых, известково-магнезиальных) пород, межкристаллические поры плотных магматических, метаморфических, осадочных пород, поры известковых, кремнистых туфов, пеплов и др.

Вторичные (эпигенетические, 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 объ-

емов 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.

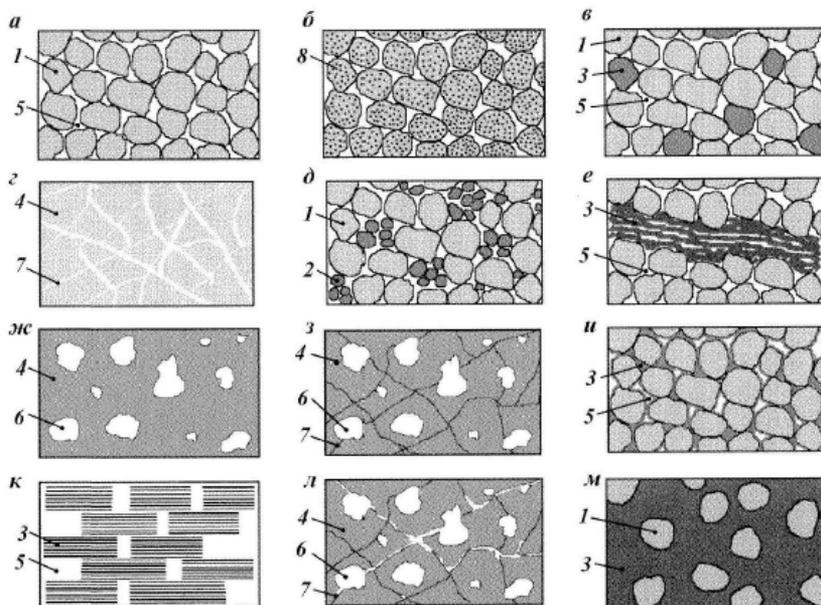


Рис. 1.1. Примеры первичной (а, б, в) и вторичной (з, д, е) пористости в обломочных, глинистых и карбонатных породах:

Тип коллектора: поровый (а, б, в, д), трещинный (з), каверновый (ж), литоватый (к),

тип пористости: по генезису – первичная (а, б, д), вторичная (з, д, ж, л), по отсортированности зерен – отсортированные (а, б, в), неотсортированные (д);

тип распределения глинистого материала: структурный (в), слоистый (е), дисперсный (и);

тип цемента: пленочно-поровый (и), базальный (м);

1 – зерна песчаные, 2 – зерна алевролитовые; 3 – глинистый материал;

4 – карбонатный материал; 5 – пора; 6 – каверна; 7 – трещина;

8 – пористая матрица

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 пузырчатými порами.

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

$$V_{пор} = V_{пор.o} + V_{пор.з} . \quad (1.1)$$

Коэффициентом общей пористости k_n называют отношение суммарного объема пор $V_{пор}$ к общему объему сухой породы V_c :

$$k_n = \frac{V_{пор}}{V_c} . \quad (1.2)$$

По аналогии вводится понятия **коэффициентов открытой** $k_{n.o}$ и **закрытой** $k_{n.з}$ пористости:

$$k_{n.o} = \frac{V_{пор.o}}{V_c} \text{ и } k_{n.з} = \frac{V_{пор.з}}{V_c} . \quad (1.3)$$

В зависимости от причин, порождающих трещиноватость горных пород, а также от структуры, текстуры, минералогического состава в горных породах образуются различные по ширине (раскрытости), длине и ориентировке в пространстве трещины. Трещинные коллекторы в осадочных породах разделяются на три типа:

1) **коллекторы кавернозного типа**, приуроченные в основном к карбонатным породам с кавернами и карстом, связанными между собой микротрещинами, по которым осуществляется фильтрация жидкостей и газов;

2) **коллекторы трещинного типа**, приуроченные к карбонатным породам, плотным песчаникам, хрупким сланцам, пронизанным трещинами, из которых фильтрация происходит только по трещинам с раскрытостью 0,005–0,01 мм;

3) **коллекторы смешанные**, представляющие собой сочетания и переходы по площади и размеру первого, второго типа и пористого коллектора.

Количественная характеристика чисто кавернозных горных пород производится по коэффициенту кавернозности $k_{кав}$

$$k_{\text{кав}} = \frac{V_{\text{кав}}}{V_c} \text{ или } k_{\text{кав}} = 1 - \frac{V_M}{V_c}, \quad (1.4)$$

где V_M – объем минеральной части породы.

Количественная характеристика трещинных коллекторов проводится по коэффициенту густоты трещин, трещинной пористости и проницаемости.

Коэффициент густоты трещин определяется по формуле

$$\alpha = \frac{a}{F} \quad (1.5)$$

где a – суммарная протяженность трещин, мм; F – площадь шлифа, мм².

Коэффициент трещинной пористости k_m определяется по формуле

$$k_m = b \cdot \frac{a}{F}, \quad (1.6)$$

где b – раскрытие (ширина) трещин, мм.

При определении густоты трещин при трещинной пористости a и b измеряются в шлифе под микроскопом.

По форме поры могут быть:

- близкие к ромбоэдральным (у рыхлых хорошо отсортированных, окатанных обломочных пород) (рис. 1.2а),
- близкие к тетраэдрическим (у тех же, но уплотненных пород) (рис. 1.2б),

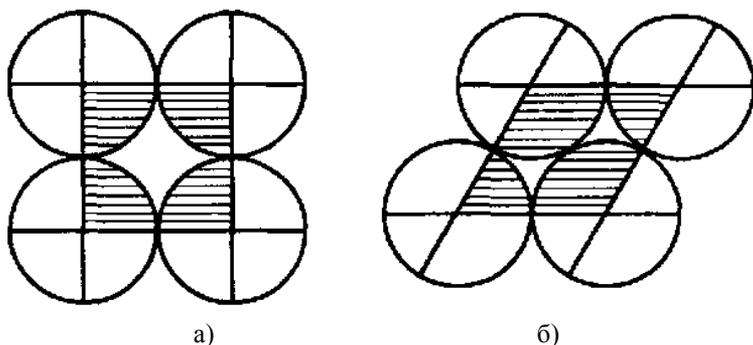


Рис. 1.2. а – ромбоэдральная форма поры, $k_n = 48 \%$;
б – тетраэдрическая форма поры, $k_n = 26 \%$

- 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 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) 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.

Капиллярные явления поднимают подъем или опускание жидкости в узких трубках – капиллярах (лат. capillaris – волосной) по сравнению с уровнем жидкости в широких трубках.

Смачивающая жидкость (например, вода в стеклянной трубке) поднимается по капилляру. При этом чем меньше радиус трубки, тем на большую высоту поднимается в ней жидкость. Жидкость, не смачивающая стенки капилляра (например, ртуть в стеклянной трубке), опускается ниже уровня жидкости в широком сосуде.

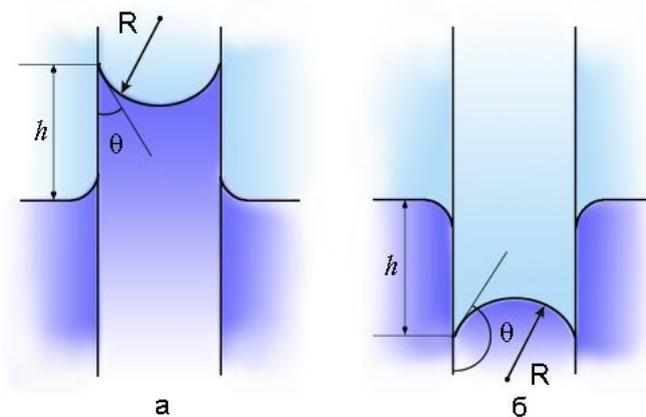


Рис. 1.3. Капиллярные явления.

a – капиллярный подъем, *б* – капиллярное опускание

Подъем смачивающей жидкости по капилляру объясняется непосредственным действием сил поверхностного натяжения. Вдоль границы поверхностного слоя жидкости, имеющей форму окружности, на стенки трубки действует сила поверхностного натяжения, направленная вниз (для смачивающей жидкости). Такая же по модулю сила действует на жидкость со стороны стенок трубки вверх (третий закон Ньютона). Эта сила и заставляет жидкость подниматься в узкой трубке. Подъем смачивающей жидко-

сти по капилляру прекратится тогда, когда сила, заставляющая жидкость подниматься вверх, уравнивается силой тяжести, действующей на поднятую жидкость.

Высота поднятия жидкости в капилляре прямо пропорциональна поверхностному натяжению ее и обратно пропорциональна радиусу канала капилляра и плотности жидкости.

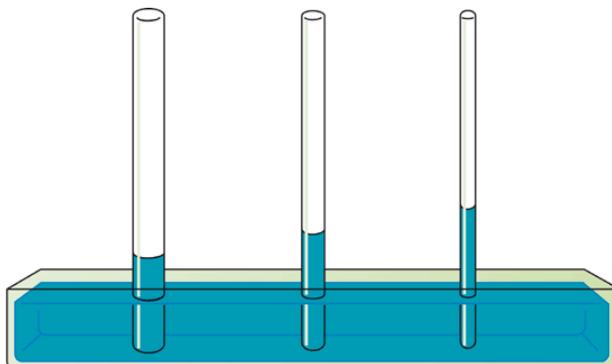


Рис. 1.4. Зависимость высоты подъема от диаметра капилляра

В *субкапиллярных* порах природные воды практически неподвижны; они почти нацело прочно связаны с твердым компонентом пород и адсорбированными ионами.

В *микropорах*, 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.

Вывод по лекции. Пористость – важнейший петрофизический параметр. Особенно велика роль пористости при изучении нефтегазовых коллекторов.

Вопросы для самопроверки

1. Что такое пористость?
2. Как различаются поры по происхождению, форме, размеру и взаимосвязи?
3. На какие типы делятся трещинные коллекторы?
4. В чем сущность капиллярных явлений?

2. КОЭФФИЦИЕНТ ОБЩЕЙ ПОРИСТОСТИ, ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ГЛИНИСТОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД

План

1. Коэффициент общей пористости минералов и горных пород.
2. Гранулометрический состав песчаных и глинистых пород.
3. Глинистость, коэффициенты глинистости.

Коэффициент общей пористости минералов и горных пород

Коэффициент общей пористости минералов изучен слабо и обычно не превышает 1 %, изредка его значения достигают 2–3 %.

Коэффициент k_n первичных осадков, вновь образовавшихся осадочных пород, их разностей, преобразованных процессами диагенеза, катагенеза и метаморфизма, изменяется от значений, близких к 1, до практически равных 0. Самые высокие значения коэффициента общей пористости от превышающих 50–80 % до больших 30 % относятся к песчаным, алевритовым, 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 и больше отсортированность их зерен, определяющихся минеральным составом источников сноса и условиями переноса частиц. Точно определить влияние формы обломков на значения коэффициентов пористости осадков трудно, так как они составлены обломками различной формы. При равном размере обломков кварца, ортоклаза, слюды их укладки с остроугольными и пластинчатыми обломками более пористы, чем с зернами окатанными.

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 факто-

ры 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 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 $k_n = 45-35 \%$, а на последней стадии катагенеза и при метаморфизме их k_n снижается до 1 %, и они уже превращаются в аргиллиты и сланцы.

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.

Таблица 1.1

Классификация пород по k_n для нефтяной геологии

<i>Группа пород</i>	$k_n, \%$	<i>Породы</i>
I	> 20	Высокопористые
II	15–20	Повышеннопористые
III	10–15	Среднепористые
IV	5–10	Пониженнопористые
V	< 5	Низкопористые

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.

Таблица 1.2

Значения k_n осадочных горных пород

<i>Порода</i>	$k_n, \%$	<i>Порода</i>	$k_n, \%$
Песок	4–50	Пепел	28–66
Алевролит	1–50	Кремень	1–6
Песчаный ил	30–70	Мел	10–55
Песчаник	0,5–40	Известковый ил	65–87
Кварцит	0,2–20	Известняк	0,5–48
Лёсс	30–60	Мрамор	0,1–22
Глинистый ил	50–80	Доломит	0,1–37
Глина	4–75	Гипс	1–37
Аргиллит	1–30	Ангидрит	0,2–17
Диатомит	30–80	Каменная соль	0–5

Низкие и очень низкие значения k_n обломочных пород (песков, песчаников, алевролитов, алевролитов, обломоченых известняков и т. д.) часто связаны с плохой сортировкой обломков (возникающей первоначально или со временем под давлением вышележащих толщ) и цементацией их порового пространства кремнистым, карбонатным, железистым, глинистым и другими видами цемента.

Коэффициенты k_n однотипных осадочных пород обычно тем меньше, чем глубже они залегают и дольше живут. Наиболее интенсивно снижается коэффициент пористости тонкозернистых осадочных пород (глин, алевролитов). Менее значительно уменьшаются с глубиной коэффициенты пористости известняков. Изменение k_n однотипных и одновозрастных пород с глубиной приближенно определяется уравнением

$$k_{n,срH} = k_{n,маx} \exp^{-0,045H/H_0},$$

где $k_{n,маx}$ – значение k_n при H_0 ; H_0 – глубина расположения невыветрелых пород; H – глубина, для которой необходимо определить $k_{n,срH}$. Отклонения от уравнения наблюдаются в зонах аномальных давлений.

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, 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, но, попадая в зоны выщелачивания, могут достигать более 20 % (например, у базальтов, диабазов, порфиристов). Особенно высокие значения коэффициентов пористости характерны для пепловых туфов (30–60 %) и арктической туфовой лавы.

Гранулометрический состав песчаных и глинистых пород

Под *гранулометрическим составом* породы понимается относительное содержание в ней (по массе) частиц различных размеров. Гранулометрический состав является одним из важнейших факторов, определяющих физические свойства нескальных пород, такие как: пластичность, пористость, удельная поверхность, сопротивление сдвигу, сжимаемость, разбухание, высота капиллярного поднятия, водопроницаемость. Например, с уменьшением размера частиц уменьшается водопроницаемость пород, возрастает их пористость. Для определения гранулометрического состава выполняется гранулометрический (механический) анализ. Он заключается в расчленении породы на группы с близкими по величине частицами (фракциями). Размеры частиц горных пород изменяются в очень широких пределах – от 1 мкм или 0,001 мм (частицы глинистых и коллоидно-дисперсных минералов) до сотен миллиметров (галька, валуны).

В нефтяной геологии пористые нефтегазовые коллекторы разделяются по размеру частиц на три основные группы: псаммиты, алевриты и пелиты. В первую группу входят пески или *псаммиты*, состоящие преимущественно из частиц размером 1,0–0,1 мм, во вторую – *алевриты* из частиц размером 0,1–0,01 мм и в третью – *пелиты*, содержащие частицы размером меньше 0,01 мм. К псаммитам относятся породы, содержащие > 50 % частиц диаметром 1–0,1 мм, к алевритам и пелитам – породы с таким же процентным содержанием частиц указанных размеров.

В инженерно-геологической практике применяют другие классификации песчано-глинистых пород, например, по содержанию глинистых частиц размером менее 0,005 мм (в %): глина > 30, суглинков 30–10, супесь 10–3, песок < 3;

Таблица 1.3

**Классификация обломочных пород
по гранулометрическому составу**

<i>Размер фракции, мм</i>	<i>Название породы</i>			
< 0,01	Глины			
	несцементированные	сцементированные		
0,01–0,1	Алеврит	Алевролит		
0,1–1,0	Песок	Песчаник		
	окатанные		неокатанные	
	несцементированные	сцементированные	несцементированные	сцементированные
1–10	Гравий	Гравелит	Дресва	Дресвяник
10–100	Галька	Конгломерат	Щебень	Брекчия
100–1000	Валуны	Валунные конгломераты	-	-
> 1000	Глыбы	Глыбовые конгломераты	-	-

В зависимости от гранулометрического состава пород применяются различные методы анализа. Крупные фракции, в которые входят зерна и частицы диаметром от 0,1 до 10 мм, определяются методом ситового анализа. Мелкие фракции, включающие частицы диаметром < 0,1 мм, определяются отмучиванием в спокойной воде так называемым седиментационным анализом. Результаты гранулометрического анализа горных пород выражают в виде таблиц и графиков грансостава.

Глинистость, коэффициенты глинистости

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, гидрослюды (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 – гидрослюда. 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 прослой глины.

Свойство пород содержать различную массу $m_{c,гг}$ (или объем $V_{c,гг}$) сухих глинистых частиц на их определенную массу m_c (или объем V_c) в сухом состоянии оценивается **удельной массовой $k_{гг м} = m_{c,гг}/m_c$** (или **удельной объемной $k_{гг v} = V_{c,гг}/V_c$**) **глинистостью**. Отсюда

$$k_{гг v} = V_{c,гг} / V_c = \frac{m_{c,гг} / \sigma_{c,гг}}{m_c / \sigma_c} = \frac{m_{c,гг} \sigma_T (1 - k_n)}{m_c \sigma_{c,гг}} \approx k_{гг м} (1 - k_n) \quad (1.7)$$

где σ_m , $\sigma_{c,гг}$ и σ_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 $k_{в,гг}$ набухающего глинистого компонента во влажной породе по формуле

$$k_{в,гг} = V_{в,гг} / V_{вп}, \quad (1.8)$$

где $V_{в,гг}$ 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 $\eta_{гг}$ и коэффициентом $k_{зап гг, v}$ заполнения.

Относительная глинистость $\eta_{гг}$ – это отношение объема $V_{c,гг}$ сухого глинистого компонента к сумме объемов $V_{пор}$ пор по-

роды и $V_{c.гг}$ сухого глинистого компонента (к объему порозаполнителя между более крупными обломками породы):

$$\eta_{гг} = \frac{m_{c.гг} / \sigma_{c.гг}}{m_c / \sigma_c - (m_{Ps+Av} / \sigma_T)} = \frac{V_{c.гг}}{V_c - V_{Ps+Av}} = \frac{V_{c.гг}}{V_{nop} + V_{c.гг}} \quad (1.9)$$

где Ps и Av – сокращенные обозначения песчаной и алевролитовой фракций пород.

Так как $V_c = V_{nop} / k_n$ и $k_{ггV} = V_{c.гг} / V_c$,

$$\eta_{гг} = \frac{k_{ггV} V_c}{k_n V_c + k_{ггV} V_c} = \frac{k_{ггV}}{k_n + k_{ггV}}, \quad (1.10)$$

Коэффициент

$$k_{сан.ггV} = \frac{V_{T.гг} + V_{в.лб}}{V_{T.гг} + V_{в}} \quad (1.11)$$

где $V_{в.лб}$, $V_{T.гг}$ 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.

Вывод по лекции. Коэффициент общей пористости осадочных пород изменяется в широких пределах и зависит от ряда факторов. Гранулометрический состав осадочных пород, а в особенности содержание глинистых частиц определяет ряд важнейших петрофизических параметров.

Вопросы для самопроверки

1. На какие группы делят породы по k_n в нефтяной геологии?
2. Что такое гранулометрический состав породы?
3. Что такое псаммиты, алевролиты и пелиты?
4. Что такое глинистость, глинистые частицы и глинистые минералы?

3. ПОРОВЫЙ СОСТАВ, ПОВЕРХНОСТЬ ПОРОВОГО ПРОСТРАНСТВА

План

1. Поровый состав.
2. Поверхность порового пространства.

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, полуторные 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, ракушечники 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 проис-

хождения 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 разновидностей хомогенных 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.

Поверхность порового пространства

От размера частиц дисперсных пород зависит их суммарная поверхность. Общее представление о суммарной поверхности дает удельная поверхность.

Поверхность порового пространства пород – это поверхность, отделяющая твердую фазу пород от всех остальных. Свойство пород иметь разную поверхность порового пространства оценивается *удельной поверхностью – объемной S_V и массовой S_m* . Первая ограничивает поровое пространство единицы объема, а вторая – единицы массы породы:

$$\begin{aligned} S_V &= S_{\text{пор}V_c} / V_c, \\ S_m &= S_{\text{пор}m_c} / m_c, \end{aligned} \tag{1.12}$$

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 $\text{м}^2/\text{кг}$ 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. Однако значения S определяются в основном глинисто-

стью обломочных пород. Возрастает удельная поверхность также с увеличением остаточного водонасыщения $k_{во}$. 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 $r_{эф.к}$ от $(18 - 19) \cdot 10^{-4}$ до $0,1-0,2$ мкм, а S_m находится в пределах $(10 - 400) \cdot 10^5$ м²/кг.

Гораздо меньше $(0,5 - 2) \cdot 10^3$ м²/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 $(0,5 - 2) \cdot 10^3$ м²/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.

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

$$r_{эф.ср} \approx \sqrt{8k_{np}/k_n}/3.$$

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 влагоемкостью, поверхностной проводимостью, диффузионно-адсорбционной активностью, коэффициентом проницаемости, γ -активностью и некоторыми другими величинами.

Вывод по лекции. Поровый состав и поверхность порового пространства – важнейшие петрофизические параметры.

Вопросы для самопроверки

1. Какие факторы определяют поровый состав пород?
2. На какие физические свойства влияет величина поверхности порового пространства?

Раздел II. 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 *влажностью*.

4. СТРУКТУРА ВОДЫ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

План

1. Структура воды в горных породах.
2. Категории воды в горных породах.

Структура воды в горных породах

Вода в горных породах находится в сложном взаимодействии со скелетом горной породы, обменными ионами и растворенными веществами. Молекула воды состоит из двух одновалентных ионов водорода и одного двухвалентного кислорода (H_2O). Её изображают в виде равнобедренного треугольника с двумя протонами в основании (рис. 2.1). Эти три ядра окружены 10 электронами, два из которых движутся вблизи ядра кислорода, а остальные восемь – по четырем вытянутым орбитам. Оси двух орбит направлены вдоль связей ОН, а оси двух других – лежат приблизительно в плоскости, проходящей через ядро кислорода и перпендикулярной плоскости НОН. Углы между направлением орбит в той и другой паре близки к тетраэдрическим, т.е. оси четырех эллиптических орбит направлены к вершинам тетраэдра, центр которого совпадает с центром молекулы воды. С протонами, находящимися внутри двух орбит, связаны полюса положительных электрических зарядов. Электроны, движущиеся по двум другим орбитам, образуют так называемые уединенные пары, которые в значительной мере определяют взаимодействие молекул H_2O в воде и во льду.

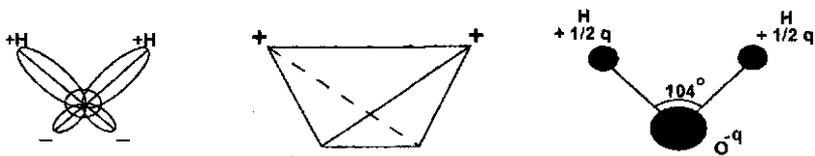


Рис. 2.1. Модель молекулы воды (по Бьерруму)

Наличие четырех разнесенных полюсов разноименных зарядов создает дипольный электрический момент равный $6,1 \cdot 10^{-30}$ Кл·м (1,87 Дебая). Структура воды (и льда) определяется существованием водородных связей между молекулами. В случае упорядоченной структуры, наблюдающейся во льдах, молекулы воды расположены так, что они соприкасаются разноименными полюсами.

В свободной воде в целом не сохраняется какое-либо упорядоченное расположение молекул. Однако возможна их ближняя упорядоченность по вершинам многогранников с пятиугольными гранями (додекаэдрами). Внутри некоторых из этих многогранников находятся свободные молекулы воды, не связанные водородными связями. Под влиянием тепловой энергии молекулы воды совершают трансляционные движения (самодиффузия), которые ведут к разрыву части водородных связей. При этом молекулы, потерявшие положение равновесия, попадают в соседние пустоты структуры. Такие молекулы имеют разорванные водородные связи и энергетически не эквивалентны молекулам, находящимся в равновесии. Период собственных колебаний молекул воды около положения равновесия при температуре $25\text{ }^\circ\text{C}$ приблизительно равен $1,4 \cdot 10^{-12}$ сек. Около одного положения равновесия молекула совершает в среднем около 1000 колебаний.

В процессе самодиффузии молекулы воды происходит её частичная диссоциация на ионы H^+ и OH^- . Степень диссоциации чистой воды очень мала, причем сама вода остается нейтральной, т. е. имеет место равенство концентраций H^+ и OH^- . При температуре около $25\text{ }^\circ\text{C}$ рН чистой воды равно 7. Произведение концентраций ионов водорода и гидроксильной группы, называемое ионным произведением, является постоянным для данной температуры воды.

В горных породах присутствует не химически чистая вода, а водные растворы электролитов. Свойства ионов в растворе в значительной мере зависят от состояния ионов в растворе, в силу чего равенство концентраций ионов H^+ и OH^- может быть нарушено, что отразится на величине рН раствора. При этом имеет значение взаимодействие ионов как с непосредственно окружающими их молекулами воды, так и с другими молекулами воды. Соответственно различаются «ближняя» и «дальняя» гидратации. Наибольшее влияние на явление переноса (электропроводность, диффузия, теплопроводность) оказывает первая, поскольку под ее воздействием меняется вязкость воды. Влияние «дальней» гидратации состоит главным образом в поляризации под действием поля иона окружающих его объемов воды. При этом, несмотря на то что энергия взаимодействия каждого отдельного иона с каждой отдельной удаленной от него молекулой мала, общая энергия, получаемая суммированием по многим ионам и молекулам, достигает больших значений и с ней связана значительная часть теплоты гидратации иона. Координационное число (число ближайших с ионами молекул воды) в водных растворах электролитов близко к координационному числу молекул воды (4,6 при 25 °С).

Категории воды в горных породах

Вода в горных породах находится в сложном взаимодействии с их минеральным каркасом. Различают следующие категории воды в породах:

- в форме пара;
- конституционную, кристаллизационную, цеолитную;
- связанную;
- свободную;
- в твердом состоянии (лед).

Различные категории воды присутствуют в породах совместно. Границы и соотношения между ними условны и изменяются в зависимости от целого ряда факторов: минералогического состава породы, степени ее дисперсности, химического состава воды и концентрации растворенных в ней веществ, температуры воды и породы, влажности, давления и др.

В порох горных пород содержится ничтожное количество *пара* (до 0,001 % от веса образца). Однако его значение для процессов

образования различных форм влаги чрезвычайно велико. Перемещение водяного пара происходит от слоя с большей упругостью к слою с меньшей упругостью. Фазовые превращения водяного пара, результатом которых является термическая (вызываемая падением температуры) или молекулярная конденсация (происходящая вследствие молекулярного взаимодействия частиц грунта и паров), ведут к образованию на поверхности частиц прочносвязанной воды.

Конституционная (химически связанная) вода прочно связана с веществом минерала. Она не сохраняет своей молекулярной целостности. Её молекулы в результате химических реакций распадаются на ионы H^+ и OH^- и в таком диссоциированном виде участвуют в строении кристаллических решеток минералов. При этом ион водорода в некоторых случаях может замещаться металлами (Ca, Mg, K, Na, Fe). Конституционная вода входит в состав гидроксидов типа $Al_2(OH)_3$, $Ca(OH)_2$. Она содержится в топазе $Al_2(OH)_2SiO_2$, малахите $CuCO_3 \cdot Cu(OH)_2$ и других минералах. Эта вода может быть выделена из минерала только при полном разрушении его кристаллической решетки при нагревании до температур 300–1300 °С.

Кристаллизационная вода не образует с веществом минерала химического соединения и участвует в построении кристаллических решеток минералов в виде нейтральной молекулы H_2O . Типичными минералами, содержащими кристаллизационную воду, являются гипс $CaSO_4 \cdot 2H_2O$, эпсомит $MgSO_4 \cdot 7H_2O$, сода $Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$. Водород кристаллизационной воды не может замещаться ионами металлов. Удаление кристаллизационной воды из минералов происходит при более низких температурах, чем у конституционной (у соды вода удаляется при температуре в 20 °С, у гипса при $t = 400$ °С). Удаление кристаллизационной воды из минералов сказывается на изменении их физических, оптических и других свойств. Меняется твердость, удельный вес, цвет, перестраивается кристаллическая решетка.

Цеолитная вода является разновидностью кристаллизационной воды и характеризуется переменным содержанием в минерале и более низкой по сравнению с рассмотренными видами воды температурой выделения ее из минерала (30 ± 100 °С). При нагре-

вании цеолитная вода постепенно выделяется из минерала и может снова при соответствующих условиях поглощаться обезвоженным минералом. Количество поглощаемой минералом воды при этом зависит от упругости паров, атмосферного давления и температуры.

Общая формула цеолитов $(\text{Na}_2\text{Ca})\text{OAl}_2\text{O}_3 \cdot n\text{SiO}_2 \cdot m\text{H}_2\text{O}$, при этом m изменяется от 1 до 8.

К числу минералов, содержащих цеолитную воду, принадлежат томсонит, анальцит, галлуазит, монтмориллонит.

Физически связанная вода образуется в поровом пространстве породы при взаимодействии молекул воды с поверхностью минерального скелета породы, а также в результате влияния капиллярных сил. Прочность связи воды с поверхностью минеральных частиц увеличивается по мере приближения слоя воды к поверхности частицы. По силе этой связи различают прочносвязанную и рыхлосвязанную воду.

Связанная вода представлена полислоями ориентированных молекул воды, расположенных вдоль поверхности твердой фазы частиц минерального скелета породы. Значительная часть молекул связанной воды составляет гидратные оболочки катионов, образующих адсорбционный слой на поверхности твердой фазы, или распределенные диффузно в виде внешней обкладки двойного электрического слоя (рис. 2.2). Активные центры поверхности твердой фазы, имеющие отрицательный заряд, представлены в основном анионами кристаллической решетки минералов, чаще ионами OH^- , реже узлами решетки, в которых произошло изоморфное замещение ионов высокой валентности ионами более низкой валентности с одновременным выделением отрицательного заряда.

Катионы адсорбционного слоя, расположенные в непосредственной близости от частицы, связаны с ее поверхностью очень прочно и образуют с зарядом твердой фазы неподвижную часть **двойного электрического слоя** (ДЭС). Чем дальше удалены катионы от поверхности частицы, тем слабее связь. Такое распределение ионов в водной среде происходит под влиянием двух сил: электрических и сил молекулярного взаимодействия Лондона – Ван-дер-Ваальса.

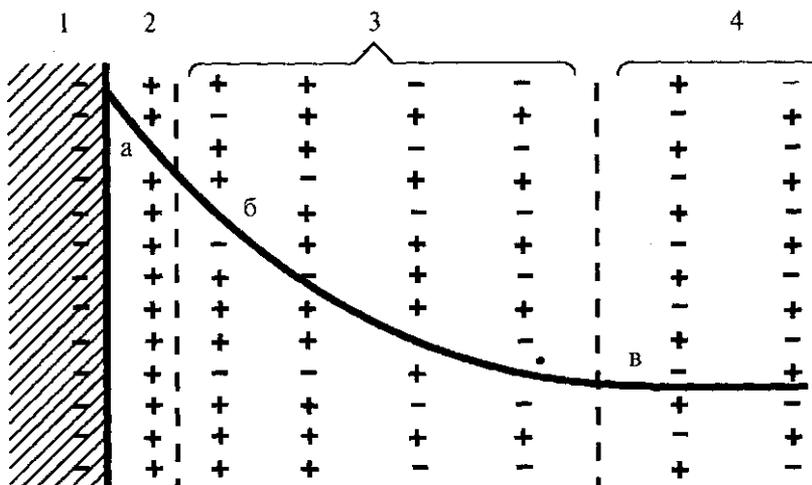


Рис. 2.2. Схема двойного электрического слоя:

1 – поверхность глинистой частицы с отрицательными зарядами;

2 – катионы адсорбционного слоя (слой Штерна);

3 – диффузный слой Гуи;

4 – свободный раствор; *а-в* – падение электрического потенциала в двойном электрическом слое (потенциал Нернста); *б-в* – падение потенциала в диффузном слое (электрокинетический потенциал)

Силы электростатического взаимодействия между отрицательно заряженной поверхностью твердой фазы частиц и положительно заряженными ионами концентрируют ионы вокруг частицы, а силы молекулярного теплового движения стремятся распределить ионы равномерно по всему раствору. В результате действия этих двух противоположных сил в растворе вокруг минеральной частицы (вдоль поверхности твердой фазы) устанавливается равновесие: концентрация катионов убывает по мере удаления от поверхности твердой фазы, а концентрация анионов возрастает. На некотором расстоянии от твердой частицы обе концентрации выравниваются. Это расстояние определяет толщину диффузного слоя, за которым начинается свободный раствор. Большая часть катионов (90–95 %) сосредоточена в адсорбционном монослое (слой Штерна), остальные распределены диффузно в растворе, заполняющем поры, и образуют диффузную часть (слой Гуи) внешней обкладки двойного слоя. Двойной слой в це-

лом электронейтрален, так что суммарный положительный заряд внешней обкладки компенсирует отрицательный заряд поверхности в пределах одной и той же площади. Толщина диффузного слоя (слоя Гуи) плоской границы раздела определяется по формуле

$$\delta = \frac{1}{2F} \sqrt{\frac{\varepsilon RT}{\pi C_0 (z_1 + z_2)}}, \quad (2.1)$$

где F – число Фарадея; R – универсальная газовая постоянная; T – температура, К; C_0 – концентрация свободного раствора; z_1 и z_2 – валентности катионов и анионов в свободном растворе; ε – диэлектрическая проницаемость в точке, где определяется C .

Если свободный раствор содержит несколько солей, в формулу вместо $C_0 \cdot (z_1+z_2)$ подставляют выражение $c \cdot \sum c_i \cdot z_i$ – ионную силу раствора, в котором суммируются произведения молекулярной концентрации на валентности для каждого сорта ионов, присутствующих в растворе.

Толщина двойного слоя – это расстояние между центрами тяжести зарядов потенциал-определяющего диффузного слоя. Она может изменяться от нескольких десятых нанометра до нескольких сот микрометров. Чем больше концентрация электролита, тем меньше толщина ДЭС. Падение потенциала на толщине двойного электрического слоя (гальвано-потенциал) называется **потенциалом Нернста ε** .

Разность потенциалов между точками на внешней границе неподвижной части слоя противоионов и в электролите непосредственно за пределами ДЭС, называется электрокинетическим или дзета-потенциалом (ξ). *Дзета-потенциал* обусловлен числом зарядов у межфазной границы и их распределением в ДЭС. Значения дзета-потенциала горных пород изменяются от –35 до 35 мВ. Его величина зависит от концентрации свободного раствора и валентности противоионов свободного раствора и внешней обкладки ДЭС.

Знак электрокинетического потенциала соответствует знаку электрического заряда поверхности твердой фазы пористой среды. Поскольку большинство осадочных пород (и в первую очередь глинистые) имеют отрицательный заряд поверхности, их ξ – потенциал является отрицательным. Если внешняя обкладка ДЭС состоит из трехвалентных (Fe^{3+} , Al^{3+}) или четырехвалентных

(Th⁴⁺) ионов, ξ -потенциал меняет знак на положительный в связи с перезарядкой ДЭС. Поверхность твердой фазы приобретает положительный заряд, а внешнюю обкладку двойного слоя составляют в основном анионы.

Прочно связанная вода связана с поверхностью минеральной частицы зарядами внутренней части двойного электрического слоя. Количество связанной воды может быть оценено по величине максимальной гигроскопичности. Например, породы, не являющиеся ионными адсорбентами (песок), способны адсорбировать лишь ничтожное количество гигроскопической воды. Монтмориллонит, адсорбирующий молекулы воды не только на внешних поверхностях кристаллов, но и на внутренних участках своей решетки, имеет гигроскопичность в несколько раз большую, чем песок. Свойства прочносвязанной воды резко отличны от свойств свободной гравитационной воды. Она имеет плотность 1,3–1,5 г/см³, практически не растворяет соли, обладает большой вязкостью и упругостью. Температура ее замерзания определяется удельной поверхностью и размером пор. В каолините она составляет –20 °С, в монтмориллоните –193 °С.

Рыхлосвязанная вода имеет плотность 1,1–1,2 г/см³, обладает способностью к растворению солей. Температура ее замерзания составляет –4 °С. Она может перемещаться под действием сил молекулярного притяжения от частиц с толстой гидратной оболочкой (пленкой) к частицам с тонкой гидратной оболочкой независимо от влияния силы тяжести. Рыхлосвязанная вода может перемещаться также под влиянием осмотических и электроосмотических сил. В первом случае миграция воды происходит от мест с малой концентрацией ионов к участкам с их повышенной концентрацией в растворе. Передвижение под действием электростатических сил возникает при наличии разности потенциалов постоянного электрического тока. При этом молекулы воды перемещаются к отрицательному электроду. Граница между прочносвязанной и рыхлосвязанной водой совпадает с границей диффузного слоя ионов и жесткосвязанных ионов. Одна из разновидностей рыхлосвязанной воды – стыковая вода, которая образуется на стыках частиц, поскольку на плоских поверхностях пор влага не удерживается и менисковыми силами стягивается в углы пор.

Физически связанная вода практически целиком заполняет объем капилляров с радиусом более 20–30 нм. При этом капилляры с радиусом менее 1,5–2,0 нм заполнены в основном прочно-связанной водой.

В порах, радиус которых составляет 30–500 нм, а также в углах пор, приуроченных к стыкам между зернами, присутствует **капиллярно удержанная вода**. По физическим свойствам она не отличается от свободной воды. Передвигается в капиллярных порах снизу вверх от уровня грунтовых вод. Высота капиллярного поднятия в общем виде определяется по формуле

$$H_k = 2 \frac{\alpha}{r \cdot \gamma}, \quad (2.2)$$

где H_k – высота капиллярного поднятия; α – поверхностное натяжение воды (при $t_b = 15^\circ\text{C}$ $\alpha = 0,0735$ г/см); γ – удельный вес воды; r – радиус кривизны мениска, находящийся в прямой зависимости от диаметра капилляра.

Высота капиллярного поднятия у крупно и среднезернистых песчаных пород достигает 0,3–0,6 м, у глинистых пород до 2–3 м.

Свободной или **гравитационной водой** называют воду, заполняющую различные крупные пустоты в горных породах и передвигающуюся в них под действием силы тяжести или разности напоров. Поровая свободная вода обладает свойствами, присущими поверхностным водам. Ее количество в горных породах зависит от типа пород, их структуры и гранулометрического состава, степени трещиноватости скальных пород и др. В плотных глинистых породах, где количество макропор невелико, свободная вода содержится в незначительных количествах или может полностью отсутствовать. Количество растворенных солей может колебаться от нескольких десятков миллиграммов на литр воды (пресные, слабоминерализованные воды) до граммов, десятков и сотен граммов на литр воды (солончатые, соленые воды и рассолы). Растворенные в воде соли находятся в подвижном равновесии с минеральной частью породы. Из катионов в воде чаще встречаются Ca^{++} , Mg^{++} , Na^+ и K^+ , а из анионов – Cl^- , SO_4^- , HCO_3^- . Из коллоидов наиболее часто присутствует SiO_2 и полуторные окислы. Значение pH колеблется от 6 до 9–10. Из газов в воде присутствуют кислород, углекислота, азот, сероводород. Механическое

действие движущейся воды заключается в гидродинамическом давлении, оказываемом на породы в откосах и различных выработках, в выносе частиц породы – суффозии, образовании плывунов, оползней и других процессов.

Вывод по лекции. Вода в разных формах всегда содержится в горных породах. Вода находится в сложном взаимодействии с твердым скелетом породы.

Вопросы для самопроверки

1. Какие категории воды содержатся в горных породах?
2. Какова природа двойного электрического слоя?

5. ВЛАГОЕМНОСТЬ И ВЛАГООТДАЧА ГОРНЫХ ПОРОД

План

1. Виды влагоемкости.
2. Влагоёмкость и водоотдача горных пород.
3. Поверхность порового пространства.

Виды влагоемкости

Полная влагоемкость – свойство пород удерживать разный максимально возможный объем V_v воды на определенный объем V_c сухой породы. Характеризуется коэффициентом полной влагоемкости ω_n :

$$\omega_n = \frac{V_v}{V_c}. \quad (2.3)$$

При этой влагоемкости у ненабухающих пород 10–20 % порового объема может быть занято защемленным 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.

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.

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 г/кг (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 краевые 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 такой, у которого сверху вниз возрастает минерализация и имеется следующая тенденция в изменении зон $A \rightarrow B \rightarrow V$ или ионно-солевого

состава: $HCO_3^- (Ca^{2+}, Na^+) \rightarrow SO_4^{2-} (Ca^{2+}, Na^+) \rightarrow Cl^- (Na^+, Ca^{2+})$.

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.

Капиллярная влагоемкость – свойство пород удерживать разный объем $V_{вк}$ воды связанной и капиллярно-подпертой на определенный объем V_c сухой породы.

Характеризуется коэффициентом капиллярной влагоемкости ω_k :

$$\omega_k = \frac{V_{в.к.}}{V_c}. \quad (2.4)$$

Капиллярно-подпертой называют воду, находящуюся в капиллярных порах, сообщающихся с уровнем грунтовых вод.

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

Подвешенная влагоемкость – свойство пород удерживать различный объем связанной $V_{в.св}$ или капиллярно-подвешенной $V_{в.под}$ воды на определенный объем V_c сухой породы.

Характеризуется коэффициентом подвешенной влагоемкости $\omega_{под}$:

$$\omega_{под} = \frac{V_{в.под}}{V_c}. \quad (2.5)$$

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.

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 – это свойство пород поглощать из воздуха при его относительной влажности $> 94 \%$ и удерживать различный объем $V_{в.мг}$ прочносвязанной и стыковой воды на определенный объем V_c сухой породы.

Максимальная адсорбционная влагоемкость – это свойство пород поглощать из воздуха при его относительной влажности около 55% и удерживать объем влаги, необходимой для создания максимального количества прочносвязанной воды.

Гигроскопическая влагоемкость наблюдается в дневное время у иссушенных солнцем пород верхней части зон аэрации пустынь и полупустынь.

Влагоёмкость и водоотдача горных пород

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

По степени влагоемкости обломочные породы разделяются на три группы: влагоемкие (глинистые пород), средневлагоемкие (супеси) и невлагоемкие (пески, крупнообломочные породы).

Коэффициент $\omega_{под}$ 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 $12-18-22 \%$.

Таблица 2.1

Влагоемкость пород нефтяных месторождений

Породы	$\omega_{\text{под}}, \%$, 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

Часть поглощенной воды удерживается породой, а некоторое количество может свободно вытекать из нее под влиянием силы тяжести и разности напоров.

Таблица 2.2

Значения максимальной влагоемкости некоторых пород

Порода	Диаметр частиц, мм	Максимальная повешенная влагоемкость, %
Песок крупнозернистый	1–0,50	1,57
Песок среднезернистый	0,5–0,25	1,60
Песок мелкозернистый	0,25–0,10	2,7
Глина каолининовая	< 0,005	22
Глина монтмориллонитовая (бентонит)	< 0,005	44

Свойство пород, насыщенных водой, отдавать ее путем свободного стекания называется **водоотдачей**. Водоотдача горных пород характеризуется коэффициентом гравитационной водоотдачи, выражаемым в долях единицы или процентах. Коэффициент водоотдачи определяется по формуле

$$\mu_g = \omega_n - \omega_{\text{под}}, \quad (2.6)$$

где μ_g – коэффициент водоотдачи.

Определение водоотдачи пород имеет важное практическое значение при расчете осушения горных выработок, строительстве дренажных сооружений, подсчете запасов подземных вод и др. Величина коэффициента водоотдачи зависит от типа породы, ее гранулометрического состава, типа флюида, заполняющего поры и трещины породы, температуры. Наибольшей водоотдачей обла-

дают крупнообломочные породы, наименьшей – тонкозернистые пылеватые пески. Глинистые породы практически не обладают водоотдачей. Средние значения коэффициента водоотдачи некоторых пород приведены в табл. 2.3.

Таблица 2.3

Коэффициент водоотдачи горных пород

<i>Порода</i>	<i>Коэффициент водоотдачи, %</i>
Тонкозернистые пески и супеси	10–15
Мелкозернистые и глинистые пески	15–20
Крупнозернистые и гравелистые пески	25–35
Песчаники на глинистом цементе	2–3
Бурые угли	2–5
Известняки трещиноватые	8–10

Вывод по лекции. Максимально возможный объем воды, который может удерживать порода, зависит от глубины залегания, а также климатических условий. Свободная вода ниже уровня грунтовых вод содержится в природных резервуарах различного типа.

Вопросы для самопроверки

1. Какие виды влагоемкости встречаются выше уровня грунтовых вод?
2. Чем отличаются нормальных гидрохимический разрез и зоны гидрохимических инверсий?

6. ЭФФЕКТИВНАЯ И ДИНАМИЧЕСКАЯ ПОРИСТОСТЬ, НЕФТЕ- И ГАЗОНАСЫЩЕНИЕ

План

1. Пористость эффективная.
2. Пористость динамическая.
3. Нефте- и газонасыщение.

Пористость эффективная

Пористость эффективная – это тот максимальный объем $V_{пор.эф}$ пор водоносных, нефте- или газоносных пластов-

коллекторов, в которых могут находиться нефть, газ, свободная вода:

$$V_{пор.эф} = V_{пор.о} - V_{во} = V_{пор.о} - V_{в.прсв} - \frac{1}{n}V_{в.рсв}, \quad (2.7)$$

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

Оценивается *коэффициентом эффективной пористости* $k_{н.э}$:

$$k_{н.э} = \frac{V_{пор.эф}}{V_c}. \quad (2.8)$$

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

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

Пористость динамическая

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_i однородная или неоднородная жидкость. Эта пористость у водонасыщенных пород обычно определяется по разности между объемом $V_{пор.о}$ открытых пор и объемом $V_{во grad p_i}$ остаточной воды, присутствующей в порах породы при фильтрации через нее жидкости под градиентом давления $grad p_i$:

$$V_{пор.д grad p_i} = V_{пор.о} - V_{во grad p_i} = V_{пор.о} - V_{в.прсв} - \frac{1}{n}V_{в.рсв grad p_i} - \frac{1}{m}V_{в.своб grad p_i} \quad (2.9)$$

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

Оценивается коэффициентом динамической пористости $k_{н.д}$:

$$k_{н.д} = \frac{V_{пор.д}}{V_c} \quad (2.10)$$

При большом градиенте давления $n > 1$, $m \gg 1$, а при малом $n = 1$, $m > 1$. $V_{\text{пор.д.град}p_i}$ может быть равным $V_{\text{пор.эф}}$ и меньшим его. $V_{\text{пор.д.град}p_i} = V_{\text{пор.эф}}$, если в опытах по определению этих величин применены одинаковые максимальные градиенты давления.

В случае нефтенасыщенной породы

$$\begin{aligned} V_{\text{пор.д.град}p_i} &= V_{\text{пор.о}} - V_{\text{вогград}p_i} - V_{\text{ногград}p_i} = \\ &= V_{\text{пор.о}} - V_{\text{в.прсв}} - \frac{1}{n} V_{\text{в.прсвград}p_i} - \frac{1}{m} V_{\text{в.свобград}p_i} - \frac{1}{p} V_{\text{н.свград}p_i} - \frac{1}{q} V_{\text{н.свобград}p_i} \end{aligned} \quad (2.11)$$

где $V_{\text{ногград}p_i}$ – объем всей остаточной нефти при градиенте давления $\text{grad } p_i$; $V_{\text{н.свобград}p_i}$ и $V_{\text{н.свград}p_i}$ – объемы соответственно нефти свободной и связанной при градиенте давления p_i .

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

$$V_{\text{пор.д.град}p_i} = V_{\text{пор.о}} - V_{\text{в.прсв}} - \frac{1}{n} V_{\text{в.прсвград}p_i} - \frac{1}{p} V_{\text{н.свград}p_i} \quad (2.12)$$

При малых градиентах давления $n = 1$, $p = 1$, а m и $q > 1$. Таким образом, для нефтенасыщенных пород: $V_{\text{пор.о}} > V_{\text{пор.эф}} > V_{\text{пор.д.град}p_i}$. Объем $V_{\text{пор.д.град}p_i}$ определяет количество извлекаемой нефти (или газа).

Нефте- и газонасыщение

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. 2.3.

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 присут-

ствия в нефти смол и серы, продуктивные отложения карбона площади Арлан (в Башкирии) с углистыми включениями, битуминозные песчаники Атабаска (Athabaska) в Канаде, зерна которых покрыты сплошным слоем битума, песчаники вилькоккс (Wilcox) в Оклахома Сити и спрингер (Springer) месторождения Шоллом Алейхем и др.

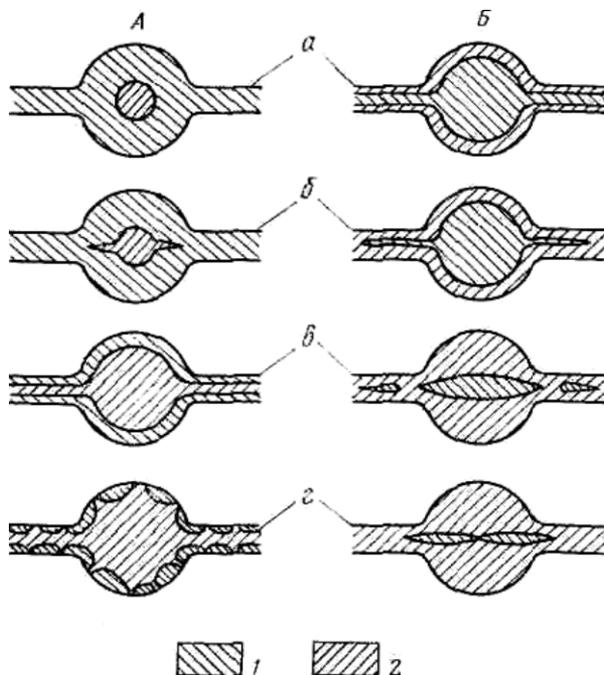


Рис. 2.3. Схема размещения воды и нефти (или воды и газа) в единичной поре гидрофильных (А) и гидрофобных (Б) коллекторов при различной степени их насыщения:

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

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.

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

$$(V_n / V_{пор}) + (V_z / V_{пор}) + (V_в / V_{пор}) = 1 \quad (2.13)$$

Отношения $V_n / V_{пор}$, $V_z / V_{пор}$ и $V_в / V_{пор}$, выраженные в долях единицы или в процентах, обозначаются соответственно k_n , k_z , $k_в$ и называются коэффициентами нефте-, газо- и водонасыщения, которые используют для оценки степени насыщения порового пространства пород.

Коэффициент k_n , измеренный на образцах, наиболее близок к действительному его значению, если при отборе керна была использована промывочная 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 $k_{но}$, 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 (алевролитами крупно- и мелкозернистыми), связывающими много воды. Значения k_n зависят от минерального состава и гидрофильности (гидрофобности) коллекторов. Коэффициент k_n возрастает с увеличением среднего радиуса $r_{эф.к.ср}$ поровых каналов терригенных коллекторов.

Предельно высокие значения k_n или k_z обычны для верхних частей водоплавающих нефтяных и газовых залежей, значительных по мощности (например, в Западной Сибири). Мощность и предельные значения k_n и k_z 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 предельного насыщения по направлению к забою скважин следуют зоны недоныщения и переходная.

Зоны предельного насыщения и недонасыщения разделяет водонефтяной (ВНК) или водогазовый (ВГК) контакт. В зоне недонасыщения мощностью от долей метра до 30–40 м коэффициент k_n или k_z 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 $k_{но} = 30\text{--}40\%$). В этой зоне содержание нефти может иметь промышленное и полупромышленное значение. Критическое водонасыщение – это значение $k_{св}$, 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 $k_{св}$ устанавливается по образцам, отобраным от коллектора. Остаточное нефте(газо) насыщение уменьшается с глубиной, и оно 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. Гидрофобность устанавливается путем наблюдения за характером впитывания образцом породы нефти и воды.

Вывод по лекции. При определении геологических запасов нефти и газа следует использовать не открытую пористость, а коэффициенты эффективной и динамической, так как часть объема пор занята связанной водой. Распределение нефти и газа в единичной поре зависит от типа породы – гидрофильной или гидрофобной.

Вопросы для самопроверки

1. Что такое эффективная и динамическая пористости?
2. Как распределяются нефть и газ в единичной поре породы?

Раздел III. ПРОНИЦАЕМОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД

7. АБСОЛЮТНАЯ, ФАЗОВАЯ И ОТНОСИТЕЛЬНАЯ ПРОНИЦАЕМОСТИ

План

1. Абсолютная проницаемость.
2. Проницаемость трещиноватых пород.
3. Эффективная и относительная проницаемости.

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 (фазовые).

Проницаемость (физическая) 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_{np} в соотношении

$$Q = k_{np} \frac{\Delta p F}{\mu l} \quad (3.1)$$

где названный коэффициентом проницаемости, который имеет размерность площади [L²] и единицы измерения его в СИ – м². До сих пор, однако, применяется внесистемная единица *дарси* (Д).

Проницаемость в 1 Д имеет образец породы сечением 1 см², длиной 1 см при градиенте давления в 0,1 МПа и вязкости однородного фильтрующегося вещества, равной 1 сПз; 1Д $\approx 10^{-12}$ м² = 1 мкм², а 1 мД ≈ 1 фм². Коэффициент k_{np} абсолютной проницаемости пород по воде ниже, чем по газу, так как известная доля порового объема влажных пород занята прочно- и рыхлосвязанной во-

дой, 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 $> 5000 \text{ мкм}^2$.

Проницаемость трещиноватых пород

У трещиноватых пород различают межгранулярную и трещинную проницаемости.

Трещинная проницаемость сланцев, известняков, доломитов, алевролитов и песчаников, изменяющаяся от 15 до 40 фм^2 , намного больше межгранулярной, не превышающей обычно 0,1 фм^2 .

Для расчета коэффициента трещинной проницаемости k_{np} может быть использованы формула

$$k_{np} = 8,45 \cdot 10^6 b^2 k_n$$

где b – раскрытость трещин, мкм; $k_n = Tb$ – коэффициент трещинной пористости (здесь T – объемная плотность трещин, $\text{м}^2/\text{м}^3$), %.

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 см^2).

Для косвенной оценки k_{np} применяют величину $L = l / \Gamma$, 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 фм^2 для доломитов с $L=14$ см и 24 фм^2 для мергелей с $L = 0,8$ см.

Эффективная и относительная проницаемости

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 ($k_{н.г}$), воды ($k_{н.в}$) и нефти ($k_{н.н}$), которые являются коэффициентами пропорциональности в уравнениях:

$$Q_g = k_{н.г} \frac{\Delta p / l}{\mu_g} F, \quad Q_w = k_{н.в} \frac{\Delta p / l}{\mu_w} F, \quad Q_o = k_{н.н} \frac{\Delta p / l}{\mu_o} F, \quad (3.3)$$

где Q_g , Q_w и Q_o – расходы отдельных компонентов при фильтрации неоднородной жидкости; $\Delta p / l$ – градиент давления; μ_g , μ_w , μ_o – вязкости газа, воды и нефти.

Коэффициенты **относительной проницаемости** породы соответственно для газа, воды и нефти зависят от объемного соотношения компонентов (газа, нефти, воды) в фильтрующихся смесях, которые определяются величинами k_g , k_w и k_o :

$$K_{н.г} = \frac{k_{н.г}}{k_{нп}}; \quad K_{н.в} = \frac{k_{н.в}}{k_{нп}}; \quad K_{н.н} = \frac{k_{н.н}}{k_{нп}}. \quad (3.4)$$

Достаточно хорошо изучены зависимости $K_{н.г}$ и $K_{н.в}$ от k_w только для двухкомпонентных смесей вода – нефть и вода – газ. Выполненные исследования показывают следующее.

1. При $k_w < 20-50\%$, $K_{н.г} \approx 0$ ($k_{н.г} \approx 0$). Это объясняют тем, что до водонасыщения 20 % у относительно хорошо отсортированных и крупнозернистых пород и до $k_w = 50\%$ у их плохо отсортированных и мелкозернистых разностей 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 $k_{нп}$ увеличивается до 70–90 % при $k_w = 97-98\%$. 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 $K_{np.n}$ и $K_{np.g}$ близки к нулю при $k_g > 75-90$ %. Они возрастают с уменьшением k_g , достигая 70 % (по нефти) и 87–97 % (по газу) при $k_g = 20-30$ %. Значение относительной проницаемости для нефти и газа определяется также структурой 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 $k_g < 17-37$ %; для k_g 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 $k_g < 10$ % и значительно 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_c , k_g и k_n , при которых возможен трехкомпонентный поток, весьма ограничена. При этом: 1) значение коэффициента $K_{np.g}$ в основном определяется коэффициентом k_g и практически не зависит от соотношения в породе нефти и газа; 2) значения $K_{np.n}$ и $K_{np.g}$ изменяются в зависимости от насыщения порового пространства каждым из компонентов неоднородной жидкости; 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 эффектив-

ную проницаемость для нефти в меньшей степени, чем то же количество свободной воды.

Вывод по лекции. Свойство пород проводить жидкости и газы называется проницаемостью. В связи с неоднородностью заполняющего поры флюида вводят понятия эффективной и относительной проницаемостей.

Вопросы для самопроверки

1. Что такое абсолютная проницаемость?
2. В чем особенность проницаемости трещиноватых пород?
3. В чем разница между эффективной и относительной проницаемостью?

8. КЛАССИФИКАЦИИ ПОРОД И КОЛЛЕКТОРОВ

План

1. Зависимость коэффициента абсолютной проницаемости от различных петрофизических величин.
2. Классификация пород по коэффициенту проницаемости.
3. Классификация коллекторов по А. А. Ханину.

Зависимость коэффициента абсолютной проницаемости от различных петрофизических величин

Опытные данные подтверждают:

- 1) рост коэффициента проницаемости с увеличением квадрата среднего радиуса (диаметра) капилляров;
- 2) связи для различных типов осадочных отложений – прямые между коэффициентами k_{np} и k_n ;
- 3) обратные – между k_{np} и S_V ; k_{np} и T_2 . Эти связи нетесные. Первая из них не учитывает различие отдельных образцов пород по удельному поровому объему, вторая – сопротивление поровых каналов потоку фильтрующейся жидкости, третья – удельный объем или также поверхность поровых каналов;
- 4) достаточно тесные зависимости прослеживаются между k_{np} , k_n и S_V , которые связаны уравнением

$$k_{np} = \frac{Ak_n^a}{S_v^b}, \quad (3.2)$$

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_{60} (k_{60} – коэффициент остаточного водонасыщения) и более тесную – между k_n , $\lg k_{np}$ и k_{60} .

Определяющими значениями 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 порах пород, их удельную объемную поверхность S_v , общий k_n и открытый k_{no} удельный объем пор, состав пор этих сред и его статистические характеристики, удельную объемную концентрацию глинистого $k_{gl\ m}$, растворимого $k_{r\ u}$ и глинистого растворимого $k_{gl\ u}$ 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 воды. Коэффициент проницаемости минимален, если в слое противоионов преобладает ион натрия. Тогда в порах породы много связанной воды и сечение фильтрующих пор сильно снижено.

Классификация 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 сверха-

пиллярных, 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, мкм^2 .

К **полупроницаемым** относятся менее отсортированные глинистые пески, некоторые разновидности алевритов, песчаников и алевролитов, а также ряд карбонатных пород, в частности мелко-трещиноватые 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} мкм^2 .

К **практически непроницаемым** относятся породы с $k_{np} < 10^{-4}$ мкм^2 : глины, аргиллиты, глинистые сланцы, мергели с субкапиллярными порами, сильно сцементированные пески, песчаники и алевролиты, плотные мел и меловидные известняки, невыветрелые 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 невыветрелых карбонатов и магматических пород оно обычно не превышает 6–8 %. Для некоторых пород (кристаллические невыветрелые 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).

Классификация коллекторов по А. А. Ханину

Предложено несколько классификаций коллекторов по k_{np} , k_n и другим характеристикам пород.

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 $k_{n.эф}$ для различных типов песчано-алевритово-глинистых коллекторов. По А. А. Ханину, такие коллекторы под-

разделяются на шесть классов – каждый с различной проницаемостью и емкостью. Отдельные классы представляются четырьмя типами коллекторов с соответствующими эффективной газопроницаемостью и пористостью.

Таблица 3.1

Классификация песчано-алевритовых пород-коллекторов

<i>Класс коллектора</i>	<i>Порода</i>	$k_{п.э}, \%$	$d_{эф}, мкм$	$k_{пр}, мкм^2$	<i>Емкостно-фильтрационные свойства</i>
I	Песчаники среднезернистые	≥ 17	50–150	> 1	Очень высокие
	Песчаники мелкозернистые	≥ 20	20–400		
	Алевриты крупнозернистые	$\geq 23,5$	–		
	Алевриты мелкозернистые	≥ 30	–		
II	Песчаники среднезернистые	15–17	40–100	0,5–1	Высокие
	Песчаники мелкозернистые	18–20	18–60		
	Алевриты крупнозернистые	21,5–23,5	12–30		
	Алевриты мелкозернистые	26,5–30			
III	Песчаники среднезернистые	11–15	20–50	0,1–0,5	Средние
	Песчаники мелкозернистые	14–18	16–40		
	Алевриты крупнозернистые	16,8–21,5	10–30		
	Алевриты мелкозернистые	20,5–26,5			
IV	Песчаники среднезернистые	5,8–11	15–40	0,01–0,1	Пониженные
	Песчаники мелкозернистые	8-14	10–35		
	Алевриты крупнозернистые	10–16,8	3–20		

Продолжение таблицы 3.1

	Алевролиты мелкозернистые	12–20,5			
V	Песчаники среднезернистые	0,5–5,8	–	10^{-3} – 10^{-2}	Низкие
	Песчаники мелкозернистые	2–8	5–16		
	Алевролиты крупнозернистые	3,3–10	3–8		
	Алевролиты мелкозернистые	3,6–12	–		
VI	Песчаники среднезернистые	< 0,5	–	< 10^{-3}	Весьма низкие
	Песчаники мелкозернистые	< 2	–		
	Алевролиты крупнозернистые	< 3,3	–		
	Алевролиты мелкозернистые	< 3,6	–		

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.

Вывод по лекции. Проницаемость зависит от большого количества факторов, в зависимости от величины коэффициента проницаемости породы разделяют на классы, наиболее распространенной классификацией является классификация коллекторов по А. А. Ханину.

Вопросы для самопроверки

1. От каких факторов зависит коэффициент абсолютной проницаемости?
2. На какие три группы делят породы по коэффициенту проницаемости?
3. Какой принцип лежит в основе классификации коллекторов по А. А. Ханину?

Раздел IV. ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА

9. ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТЬ ВОДО-, НЕФТЕ- И ГАЗОНАСЫЩЕННЫХ ПОРОД

План

1. Электропроводность газовой, жидкой и твердой фаз.
2. Параметр пористости.
3. Параметр поверхностной проводимости.
4. Параметр насыщения.

Электропроводность газовой, жидкой и твердой фаз

Газовая фаза представлена воздухом или углеводородными газами и является изолятором электрического тока.

Средние значения удельного электросопротивления атмосферы у поверхности Земли 10^{14} Ом·м, тот же порядок этой величины имеют и смеси газообразных углеводородов.

Жидкая фаза представляет собой чаще всего минерализованную воду и нефть.

Удельное сопротивление 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.

Зависимость ρ_v от минерализации представлено на рис. 4.1

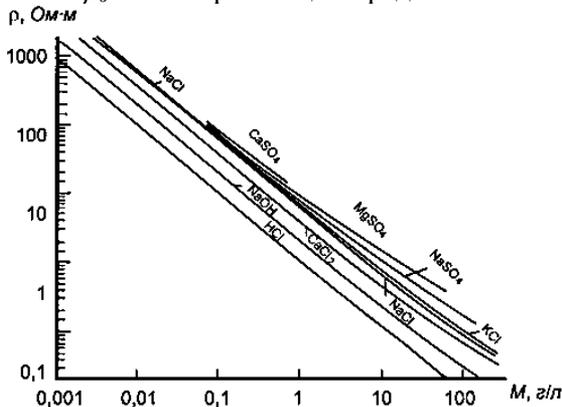


Рис. 4.1. Зависимость удельного электрического сопротивления различных растворов от степени их минерализации

Состав вод несущественно влияет на ρ_e , особенно в том случае, если они не содержат ионов OH^- и H^+ с аномально высокой подвижностью.

Электропроводность подземных вод зависит от их состава и особенно от концентрации растворенных в них солей. Значение ρ_e водного раствора электролита рассчитывается по формуле

$$\rho_e = \frac{10}{\sum (C_a U_a f_a + C_k U_k f_k)}, \quad (4.1)$$

где C_a и C_k – число грамм-эквивалентов анионов и катионов; U_a и U_k – подвижность анионов и катионов; f_a и f_k – коэффициенты электропроводности для анионов и катионов.

Так как различие сопротивления, связанное с неодинаковой подвижностью их ионов, невелико, можно рассчитать ρ_e по общей минерализации растворов и подвижности ионов преобладающего электролита (это обычно NaCl).

Минерализация природных вод изменяется от $< 0,1$ до ≈ 500 г/л, а их температура – от < 10 до > 200 °С, в соответствии с этим ρ_e варьирует от 10^{-2} до 10^3 Ом·м. Минимальные ρ_e около сотых долей ом-метра относятся к высокоминерализованным водам нефтегазоносных отложений и некоторым водам рудным месторождений. Удельное сопротивление поровых вод нефтегазоносных и других глубокозалегающих 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 близкоповерхностных грунтовых, исключительно чистых речных и дождевых вод. Удельное сопротивление морской воды около 0,2 Ом·м.

Твердая фаза обычно полиминеральна и чаще всего в целом представлена смесями природных диэлектриков (кварца, полевых шпатов, кальцита, доломита, оливина, пироксенов и др.)

Ее удельное сопротивление очень велико (может превышать 10^{11} Ом·м).

В глинистых породах наряду с высокоомными минералами в значительных количествах присутствуют минералы из группы цеолитов и глин, которые имеют относительно высокую проводимость. Присутствие последних нарушает однозначность соответствия между сопротивлением породы и ее влагонасыщенностью.

Параметр пористости

Для учета влияния минерализации вод на удельное электрическое сопротивление используется так называемый *параметр пористости*, или *относительное сопротивление* P_n :

$$P_n = \rho_{en} / \rho_e, \quad (4.2)$$

где ρ_{en} – удельное сопротивления пористой водонасыщенной породы; ρ_e – сопротивление насыщающего ее раствора.

Для неоднородных пород в интервале пористости от 3–5 до 20–40 % справедлива формула

$$P_n = a_n / k_n^m, \quad (4.3)$$

где a_n – коэффициент, варьирующий от 0,4 до 1,4; m – показатель степени, зависящий от структуры порового пространства и степени цементированности породы; k_n – коэффициент пористости.

Структурный показатель m может изменяться от 1,3 для рыхлых песков и оолитовых известняков до 2–2,2 для сильно цементированных песчаников с низкой пористостью.

Как видно из формулы (4.3), относительное сопротивление для чистых (неглинистых) пород зависит от количества воды в единице объема породы и распределения ее по породе (структурных и текстурных свойств) и, следовательно, может быть использовано для оценки пористости. Коэффициент a_n часто принимают равным единице, и тогда

$$P_n = 1 / k_n^m. \quad (4.4)$$

В ряде случаев для чистых неглинистых пород с межзерновой пористостью m принимают равным двум:

$$P_n = 1 / k_n^2. \quad (4.5)$$

На практике при оценке пористости чистых неглинистых коллекторов широкое распространение получила зависимость

$$P_n = 0,62 / k_n^{2,15}. \quad (4.6)$$

Анализ зависимостей на рис. 4.2 показывает, что чем больше цементирована порода, тем выше параметр пористости, а следовательно, выше сопротивление при одинаковом содержании воды. Это связано с тем, что с увеличением степени цементации возрастает роль структуры порового пространства.

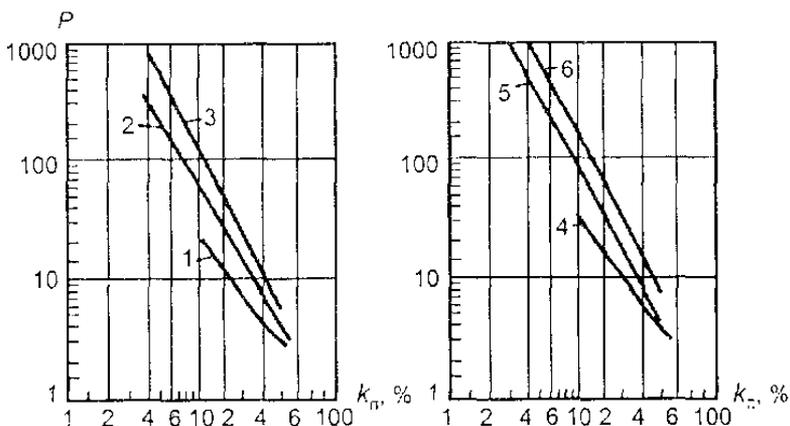


Рис. 4.2. Относительное сопротивление как функция пористости:
 1 – песок; 2 – уплотненный песок; 3 – песчаник; 4 – известняк;
 5 – крупнокристаллические известняки и доломиты;
 6 – плотные мелкокристаллические известняки и доломиты

В результате уплотнения возникают новые перемычки, закрывается часть пор и осложняется форма поровых каналов, т. е. увеличивается их извилистость. Влияние извилистости на электропроводность является настолько существенным, что две породы одинакового минерального состава и пористости, но имеющие разное строение, могут иметь различное сопротивление. Значение геометрии порового пространства особенно сильно возрастает для неоднородных пород с увеличением степени цементации. В том случае, когда все поровые каналы, заполненные электролитом, участвуют в электропроводности, параметр пористости связан с извилистостью T и пористостью k_n соотношением:

$$P_n = T^2 / k_n. \quad (4.7)$$

Параметр поверхностной проводимости

Допущение о том, что относительное сопротивление не зависит от минерализации воды, справедливо для широкого диапазона значений минерализации. Однако при низкой минерализации воды пропорциональность между удельными сопротивлениями породы $\rho_{вн}$ и $\rho_в$ нарушается из-за влияния эффекта поверхностной проводимости. Для чистых песков заметное снижение относи-

тельного сопротивления, а следовательно, завышение пористости k_n наблюдается при уменьшении минерализации пластовой воды до 0,1 г/л и менее ($\rho_e > 60$ Ом·м).

Подобное явление наблюдается и в тонкодисперсных глинистых породах, характеризующихся высокой удельной поверхностью. В этих условиях, наряду с объемной электропроводностью, существует и **поверхностная проводимость**, обусловленная прохождением электрического тока по слоям связанной воды (двойному электрическому слою). С увеличением содержания глинистых минералов нарушается прямая зависимость между сопротивлениями породы и порового электролита. Высокая концентрация раствора способствует повышению удельного сопротивления глинистых пород, а низкая, наоборот, – уменьшению. Это объясняется частичным гидролизом глинистых минералов. За счет продуктов гидролиза порода приобретает дополнительную проводимость. Чем больше глинистых частиц, тем больше ионов и, следовательно, ниже сопротивление горной породы.

В теории электрокинетических явлений поверхностную проводимость связывают с высокой проводимостью двойного слоя, толщина которого с увеличением концентрации уменьшается, и влияние его практически исчезает.

Влияние поверхностной проводимости на удельное сопротивление глинистых пород учитывает поверхностной проводимости Π .

$$\Pi = \frac{\rho_{en}}{P_n \rho_e}. \quad (4.8)$$

Для условий локализации большинства месторождений углеводородов $\rho_{en} < \rho_e$, а $\Pi < 1$.

В случае высокоминерализованных пластовых вод ДЭС может быть предельно сжат, а подвижность ионов в нем невысока, что приводит к случаю $\Pi > 1$ и более высоким $\rho_{en} < \rho_e$ глинистых пород в сравнении с неглинистыми.

Параметр насыщения

Ниже уровня грунтовых вод частичное водонасыщение коллектора означает, что часть его порового пространства занята нефтью или газом. Поскольку нефть и газ обладают высокими удельными электрическими сопротивлениями и в принятой нами модели коллектора не отличаются по ρ от твердой фазы коллекто-

ра, то эффект его частичного водонасыщения по сути аналогичен уменьшению пористости. Отсюда аналогичные (выше приведенным) теоретические зависимости удельного электрического сопротивления нефтенасыщенного (газонасыщенного) коллектора от коэффициента водонасыщенности ($k_e = 1 - k_n$).

Отношение удельного электрического сопротивления частично водонасыщенной породы (ρ_{nn}) к удельному электрическому сопротивлению той же породы (с той же пористостью) при ее полном водонасыщении ρ_{en} называется **параметром насыщения** P_n :

$$P_n = \rho_{nn} / \rho_{en}. \quad (4.9)$$

Параметр насыщения еще иначе называют **коэффициентом увеличения сопротивления**, поскольку при замещении воды нефтью или газом удельное электрическое сопротивление коллектора возрастает.

Экспериментальная модель электропроводности коллектора имеет вид

$$P_n = a_n / k_e^n, \quad (4.10)$$

где n для разных коллекторов имеет значение:

- межгранулярные коллекторы: глинистые ($n = 1,3-1,6$), слабо глинистые терригенные и карбонатные ($n = 1,8 \text{ } \neq 2,0$);
- коллекторы со сложной геометрией пор: кавернозные ($n=1,0 \text{ } \neq 1,5$), щелистые ($n > 2$);
- гидрофобные коллекторы ($n > 2$).

Обратим внимание на то, что глинистость коллектора, уменьшая показатель насыщенности, уменьшает тем самым чувствительность электрических параметров к изменению нефтенасыщенности. В случае терригенных коллекторов различия в показателе n уравнений типа (4.10) следует расценивать как различие в первую очередь в глинистости коллекторов.

Вывод по лекции. Электропроводность осадочных пород зависит от минерального состава твердого скелета, от соотношения фаз и минерализации пластовых вод.

Вопросы для самопроверки

1. Назовите особенности электропроводности газовой, жидкой и твердой фаз?
2. Что такое параметр пористости, поверхностной проводимости и параметр насыщения?

10. ЕСТЕСТВЕННАЯ ПОЛЯРИЗАЦИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

План

1. Диффузионные потенциалы.
2. Диффузионно-адсорбционные потенциалы.
3. Фильтрационные потенциалы.
4. Окислительно-восстановительные потенциалы.

Естественная поляризация, или **потенциалы собственной поляризации**, возникают на границах между породой и глинистым раствором, применяемом при бурении скважин, а также между пластами в результате протекания следующих физико-химических процессов:

1) диффузия солей, растворенных в пластовых водах и глинистом растворе, и адсорбция их ионов на поверхности частиц, составляющих скелет горной породы;

2) фильтрация пластовых вод из пород в скважину и, наоборот, фильтрация глинистого раствора из скважины в породы;

3) окислительно-восстановительные реакции, происходящие в породах и в зоне их соприкосновения с глинистым раствором и металлами.

В результате горные породы поляризуются, т. е. создается электрическое поле, потенциал которого в зависимости от природы происходящих процессов определяется диффузионно-адсорбционными, фильтрационными и окислительно-восстановительными потенциалами. В скважинах нефтяных и газовых месторождений преобладают диффузионно-адсорбционные э. д. с.

Диффузионные потенциалы

При соприкосновении двух растворов различной концентрации (как правило, воды, содержащейся в порах горной породы, и фильтрация глинистого раствора) под действием осмотического давления ионов наблюдается процесс **диффузии**, перенос ионов из более концентрированного раствора в менее концентрированный.

В результате в менее концентрированном растворе образуется избыток ионов, обладающих большей скоростью и соответствующим знаком электрического заряда. В более концентрированном растворе будет наблюдаться избыток ионов, обладающих мень-

шей скоростью, и электрический заряд будет иметь противоположный знак.

Таким образом, в результате процессов диффузии солей на контакте растворов электролитов, пластовой воды концентрации C_e и фильтрата глинистого раствора концентрации C_f возникает некоторая ЭДС, называемая диффузионным потенциалом E_d .

Величина скачка диффузионного потенциала E_d на контакте двух растворов зависит от их солевого состава и концентраций и определяется формулой Нернста:

$$U_d = K_d \lg \frac{C_e}{C_f}, \quad (4.11)$$

где K_d – коэффициент диффузионного потенциала, зависящий от физико-химических свойств растворов; C_e и C_f – концентрации контактирующих электролитов.

При малых концентрациях водного раствора хлористого натрия – наиболее распространенного в природе электролита – отношение концентраций можно заменить на отношение удельных электрических сопротивлений. Для этого случая формула Нернста запишется так:

$$\Delta U_d = K_d \lg \frac{\rho_f}{\rho_e}, \quad (4.12)$$

Водный раствор NaCl при $t = 20$ °C имеет $K_d = -11,6$ мВ.

Таблица 4.1

Значение диффузионного коэффициента водных растворов

<i>Водный раствор</i>	<i>Среднее значение K_d, мВ</i>
MgCl ₂	-22,5
CaCl ₂	-19,7
NaCl	-11,6
KCl	-0,4
Na ₂ SO ₄	5,0

Диффузионно-абсорбционные потенциалы

По-другому выглядят процессы диффузии на контакте двух электролитов различной концентрации, один из которых заполняет поровое пространство породы, например, тонкодисперсной глины. Вследствие разности потенциалов твердой и жидкой фаз

породы на поверхности частиц адсорбируются ионы одного знака, обычно анионы. Силами электростатического взаимодействия избыточные катионы располагаются в примыкающем к поверхности частиц слое, плотность которого постепенно убывает по мере удаления от границы твердой фазы. Образуется **двойной электрический слой** определенной толщины (10^{-2} мкм и менее). Подвижность ионов в пределах двойного электрического слоя отличается от подвижностей ионов свободного электролита. Адсорбированные анионы практически неподвижны, и под действием перепада концентрации способны перемещаться только ионы внешней (диффузной) обкладки двойного слоя, заполняющие тонкие капилляры (поры породы). Это приводит к перезарядке соприкасающихся растворов. Менее концентрированный раствор заряжается положительным зарядом по отношению к глинам, насыщенным более концентрированным раствором.

Процесс диффузии заряженных частиц в электролите горных пород сопровождается явлениями избирательной адсорбции ионов твердым скелетом породы. В результате создается диффузионно-адсорбционный потенциал U_{da} . Величина приращения электрического напряжения диффузионно-адсорбционной природы на границе двух одинаковых растворов разной концентрации, разделенных проницаемой для электролитов горной породой (мембраной), приближенно описывается тем же уравнением, что и для ΔU_d :

$$U_{da} = K_{da} \lg \frac{C_e}{C_\phi} = K_{da} \lg \frac{\rho_e}{\rho_\phi} = (K_d + A_{da}) \lg \frac{\rho_\phi}{\rho_e}, \quad (4.13)$$

где K_{da} – коэффициент диффузионно-адсорбционной ЭДС, который зависит не только от химического состава электролитов, их концентраций, температуры, но и в значительной мере от минералогического состава, размеров и конфигурации пор породы, слагающей перегородку между электролитами; A_{da} – диффузионно-адсорбционная активность породы, которая для различных пород изменяется в пределах от -25 до 70 мВ.

Фильтрационные потенциалы

Возникновение фильтрационных потенциалов типично для пород, в которых происходит фильтрация жидкости из скважины в пласты. Эта картина наблюдается в процессе бурений, так как

давление столба глинистого раствора всегда несколько больше пластового давления.

Как указывалось выше, анионы более активно адсорбируются минеральными частицами породы, вследствие чего под действием перепада давления по капилляру перемещаются преимущественно положительно заряженные катионы, накапливая избыточный положительный заряд со стороны, противоположной избыточному давлению в скважине. Для одиночного капилляра **фильтрационный потенциал**

$$E_{\phi} = \frac{2\varepsilon\rho\Delta U}{\pi^2 r^2} v, \quad (4.14)$$

где ε и ρ – диэлектрическая проницаемость и удельное электрическое сопротивление жидкости; v – скорость движения жидкости; r – радиус капилляра; ΔU – скачок потенциала на границе электролит – твердый скелет.

В случае наличия глинистой корки (пласт-коллектор) основной перепад давления Δp ввиду того, что ее проницаемость меньше проницаемости коллектора, приходится на глинистую корку и величина E_{ϕ} определяется в основном фильтрационной активностью корки.

Окислительно-восстановительные потенциалы

Окислительно-восстановительные потенциалы возникают в горных породах, содержащих минералы с электронной проводимостью. При контакте минералов с электронной проводимостью с растворами электролитов происходит химическая реакция окисления либо восстановления вещества.

Процессы диффузии происходят в порах пород, радиус которых r изменяется значительно – от 10 мкм (песчаники) до 0,1 мкм и менее (глины). Поэтому в породах, где толщина двойного электрического слоя несоизмеримо мала по сравнению с размерами пор (чистые песчаники, карбонаты), диффузия идет по тому же закону, что и при соприкосновении чистых электролитов, образуя на границе «скважина – порода» скачок потенциала. На границах глинистых пород различного литологического состава или раствора и породы, обладающих большой удельной поверхностью, с радиусом пор, соизмеримых с толщиной двойного электриче-

ского слоя, возникает скачок диффузионно-адсорбционного потенциала E_{da} , обусловленного прежде всего наличием двойных электрических слоев на поверхности раздела минеральных высокодисперсных частиц и раствора.

Вывод по лекции. Под действием различных факторов в горных породах возникают естественные электрические поля.

Вопросы для самопроверки

1. Что вызывает естественную поляризацию горных пород?
2. Какие э. д. с. преобладают в нефтяных и газовых скважинах?

11. ЯДЕРНО-МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА

План

1. Физические основы.
2. Ядерно-магнитные характеристики поровых флюидов и горных пород.

Как мы уже знаем, важным с практической точки зрения свойством горных пород является их пористость, поскольку поры могут вмещать воду, нефть или газ. В результате взаимодействия поровой воды с поверхностью твердой фазы часть порового пространства оказывается заполнено физически связанной водой, не способной к фильтрации и замещению углеводородами. Единственным геофизическим методом, раздельно определяющим в порах доли физически связанного и свободного флюида, является ядерно-магнитный метод, основанный на дифференциации горных пород по ядерно-физическим свойствам.

Ядерно-магнитные свойства горных пород обусловлены наличием у ядер атомов большинства химических элементов как механических (p), так и магнитных (μ) моментов, так как ядра состоят в том числе и из заряженных протонов. Исключение составляют ядра наиболее распространенных химических элементов (C^{12} , O^{16} , Si^{28} , Ca^{40} др.), имеющих четное и одинаковое число протонов и нейтронов в ядре. Основной ядерно-магнитной характеристикой изотопа химического элемента является

гиромангнитное отношение, определяющее в нем соотношение магнитного и механического моментов:

$$\gamma = \mu / p. \quad (4.15)$$

В отсутствии внешнего магнитного поля магнитные моменты ядер направлены хаотично и их суммарный магнитный момент равен нулю. Если ядра поместить в магнитное поле (Земли или постоянного магнита), то магнитное взаимодействие выразится в ориентации векторов μ в направлении внешнего магнитного поля. Однако полной ориентации не происходит, и вектор μ , подобно оси вращающегося волчка в поле тяготения Земли, прецессирует вокруг направления вектора напряженности магнитного поля. **Частота прецессии** (f) и **ядерная магнитная восприимчивость** (χ) зависят от гиромангнитного отношения и являются индивидуальными для ядер конкретного изотопа:

$$f = \frac{\gamma}{2\pi} \cdot H; \quad (4.16)$$

$$\chi = \frac{N \cdot \gamma^2 \cdot \hbar \cdot J \cdot (J + 1)}{3kT} \cdot H \quad (4.17)$$

где H – индукция магнитного поля; N – число ядерных спинов в единице объема; J – спин ядра; \hbar и k – постоянные Планка и Больцмана.

Таблица 4.2

Ядерно-магнитные характеристики ядер некоторых изотопов

<i>Изотоп (доля в естественной смеси изотопов химического элемента, %)</i>	<i>Гиромангнитное отношение $\gamma / 2\pi$, кГц/Тл</i>	<i>Относительная амплитуда свободной прецессии</i>
H^1 (99,98)	42 570	1,00
C^{13} (1,1)	10 710	0,016
O^{17} (0,04)	5 770	0,029
Na^{23} (100,0)	11 280	0,093
Mg^{25} (10,0)	2 650	0,027
Al^{27} (100,0)	11 100	0,207

Для увеличения весьма слабой ядерной намагнитченности используется механизм свободной прецессии ядер. Заключается он в создании их неравновесного состояния с помощью дополнительного поляризирующего поля высокой интенсивности, поперечного

к основному. Таким образом, достигаются увеличение ядерной намагниченности и поворот ее относительно направления основного поля. После выключения поляризирующего поля начинается свободная прецессия μ отдельных ядер и всего вектора намагниченности M вокруг направления вектора основного поля. Обнаруживается эта прецессия по ЭДС, наводимой прецессируемым полем в измерительной катушке прибора и имеющей частоту, которая определяется формулой (4.17).

Ядерная намагниченность характеризуется определенным временем установления или спада. При включении поляризирующего магнитного поля она растет по закону:

$$M_1 = M_{\max}(1 - e^{-t/T1}), \quad (4.18)$$

где M_{\max} – намагниченность через большое время поляризации; $T1$ – **время продольной релаксации** – параметр, характеризующий скорость изменения составляющей намагниченности, ориентированной вдоль направления внешнего поля.

Установлению намагниченности препятствует тепловое движение молекул вещества (решетки), поэтому $T1$ называют также **временем спин-решетчатой, или термической, релаксации**.

После выключения поляризирующего поля ЭДС измерительной катушки уменьшается в соответствии с изменением поперечной составляющей M_2 вектора намагниченности. Величина M_2 убывает по закону:

$$M_2 = M_1(1 - e^{-t/T2}), \quad (4.19)$$

где $T2$ – **время поперечной релаксации** – постоянная, характеризующая скорость уменьшения поперечной составляющей намагниченности. Наряду с другими процессами, большой вклад в уменьшение поперечной составляющей намагниченности вносит взаимодействие между системой спинов ядер, поэтому $T2$ называют также **временем спин-спиновой релаксации**.

Аномальными ядерно-магнитными свойствами отличается водород (изотоп H^1), ядро которого состоит из одного протона. Именно этот химический элемент в больших количествах входит в состав поровых флюидов (воды, нефти и углеводородного газа). Содержащиеся во флюидах кислород и углерод не дают большого ядерно-магнитного эффекта из-за отсутствия магнитных моментов у основных их изотопов C^{12} , O^{16} и низкой распространенности других.

Наиболее информативными характеристиками являются релаксационная кривая, отражающая затухание намагниченности порового флюида в породе по времени поперечной релаксации T_2 , и амплитуда сигнала, соответствующая времени начала измерения релаксационной кривой.

Затухание намагниченности порового флюида определяется тремя параллельно протекающими процессами релаксации. **Поверхностная релаксация** (основная) возникает в результате взаимодействия ядер водорода с поверхностью зерен и зависит от распределения пористости по размерам пор, от формы пор и релаксационной активности поверхности. **Диффузная релаксация** проявляется в неоднородном магнитном поле в связи с диффузией порового флюида. **Объемная релаксация** определяется собственно свойствами порового флюида. Эффект объемной релаксации слабее поверхностной и может быть измерен в случае неактивной поверхности твердой фазы (кавернозные карбонаты, гидрофильные коллекторы для углеводородов).

При исследовании диффузной и объемной релаксаций принципиально возможно разделение воды и нефти.

Амплитуда сигнала пропорциональна водородосодержанию. В отличие от нейтронных характеристик горных пород, на амплитуду сигнала ядерно-магнитного резонанса влияет водородосодержание только флюида, поскольку к началу измерения («мертвое время» между выключением поляризирующего поля и началом измерения) релаксация протонов водорода, входящего в состав твердой фазы породы, уже завершается. Амплитуда сигнала при начальном времени измерения соответствует коэффициенту пористости породы.

Так как время релаксации пропорционально размерам пор, то дифференциальное распределение пористости по временам релаксации качественно характеризует распределение пористости по размерам пор.

Используя граничные значения времен поперечной релаксации можно отдельно определить эффективную пористость, пористость глин, пористость, вмещающую капиллярно-удержанную воду.

Таблица 4.3

**Некоторые типовые интервалы времени
поперечной релаксации для определения
компонентов пористости**

<i>Компоненты пористости</i>	<i>Минимальное T2, мс</i>	<i>Максимальное T2, мс</i>
Пористость глин	0	4
Пористость, занятая капиллярно-связанной водой	4	Терригенный разрез – 33 Карбонатный разрез – 90
Эффективная пористость при P = 0,7 МПа	Терригенный разрез – 33 Карбонатный разрез – 90	Конечное для спектра
Каверновая емкость в карбонатах	750	Конечное для спектра
Поровая емкость в карбонатах	0	750

Вывод по лекции. Метод ядерного магнитного резонанса является единственным методом определения в коллекторах свободного флюида и, следовательно, оценки эффективной пористости. Использование специальных методик позволяет по спектрам времен релаксаций давать количественную оценку также проницаемости коллекторов

Вопросы для самопроверки

1. Чем обусловлены ядерно-магнитные свойства горных пород?
2. Что считают временем продольной релаксации?
3. Какие физические свойства можно определить по результатам измерения релаксации?

Раздел V. ИСКУССТВЕННАЯ РАДИОАКТИВНОСТЬ В ГЕОФИЗИКЕ

12. ПОНЯТИЕ СЕЧЕНИЯ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ

План

1. Взаимодействие веществ с радиоактивными частицами.
2. Понятие сечения взаимодействия.

Свойства горных пород, связанные с присутствием в них радиоактивных элементов, проявляют себя естественным образом, без воздействия извне. Если же породу облучать каким-либо видом радиоактивного излучения, то проявится другая группа её свойств, связанная с реагированием породы на это излучение. Эксперименты показывают, что при этом изменяется и порода, и излучение, т. е. имеет место взаимодействие. Со стороны излучения основным качеством, влияющим на его взаимодействие с породой, является энергия. Она в ходе взаимодействия радиоактивных частиц с породой изменяется (теряется), характер взаимодействия меняется, что вынуждает горную породу проявлять в ходе взаимодействия уже качественно иные свойства.

В разведочной геофизике для оценки состава пород по их взаимодействию с радиоактивным излучением используются преимущественно два вида частиц: нейтроны и гамма-кванты. Это связано с повышенной способностью данных незаряженных частиц проникать в глубь породы, а также со сравнительно простым способом получения источников гамма- и нейтронного излучения. Свойства горных пород, связанные с их взаимодействием с нейтронами и гамма-квантами, будут предметом нашего дальнейшего изложения.

Нейтроны взаимодействуют с ядрами атомов горной породы, гамма-кванты – с ядрами, атомами и электронами. Взаимодействие носит статистический характер, т. е. на конкретном участке породы оно может произойти или не произойти, проявиться в том или ином качестве. Важно оценить степень возможности каждого вида взаимодействия, влияния на неё состава породы и свойств частиц.

Пусть на плоскую поверхность породы падает параллельный пучок частиц, поток которых обозначим N_0 (рис. 5.1).

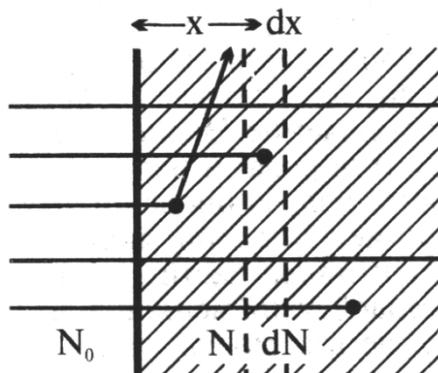


Рис. 5.1. К объяснению закона ослабления излучения

Частицы, проходя через горную породу, могут с ней взаимодействовать: изменить свое направление движения (рассеяться) или поглотиться. Поток частиц, не взаимодействовавших с горной породой на расстоянии x от её поверхности, обозначим N , а число взаимодействующих частиц на следующем малом отрезке dx обозначим dN . Тогда очевидно соотношение

$$dN = -\mu \cdot N \cdot dx, \quad (5.1)$$

где μ имеет смысл вероятности взаимодействия частицы с породой на единичном расстоянии.

Поскольку в ходе взаимодействия теряется энергия частиц, т. е. происходит ослабление излучения, μ называют **линейным коэффициентом ослабления**.

Интегрирование выражения (5.2) приводит к **закону ослабления излучения** в породе

$$N = N_0 \cdot \exp^{-\mu x}. \quad (5.2)$$

Коэффициент ослабления зависит от свойств (энергии) излучения, от свойств атомов в горной породе, а также от количества последних в единице объема породы. Удобно использовать в качестве параметра величину, зависящую от меньшего числа переменных. Таким параметром является **сечение взаимодействия** δ , связанное с μ простым соотношением

$$\delta = \mu / n, \quad (5.3)$$

где n – число атомов (ядер) в единице объема породы.

Если взаимодействие происходит с электронами, то справедливо выражение

$$\delta = \mu / (n \cdot z), \quad (5.4)$$

где z – порядковый номер элемента, равный числу электронов в атоме.

Сечение взаимодействия имеет смысл вероятности взаимодействия нейтрона (гамма-кванта) с атомом (ядром, электроном), находящимся в единичном объеме. Оно имеет размерность площади и может быть представлено как часть единичной поверхности, которая оказывается «непроходимой» для частицы. Порядок сечения взаимодействия составляют 10^{-28} м^2 . Эта величина принята в качестве внесистемной единицы измерения сечений взаимодействия и называется *барном*.

Количество атомов (ядер) в единице объема породы связано с её плотностью (σ):

$$n = \frac{\sigma}{A} L, \quad (5.5)$$

где A – атомный вес элементов; L – число Авогадро.

Соответственно число электронов в единичном объеме равно

$$n \cdot z = \sigma \cdot \frac{z}{A} \cdot L. \quad (5.6)$$

Для многих элементов горных пород отношение порядкового номера к атомному весу постоянно и равно 0,5 или мало отличается от этого значения. Взять хотя бы наиболее распространенные элементы земной коры – Si и O , для которых атомный вес ровно в два раза больше порядкового номера, т. е. количество протонов и нейтронов в ядре одинаково. Для тяжелых элементов это соотношение нарушается. Для характеристики взаимодействия с гамма-квантами электронов горной породы вводится понятие *электронной плотности* m_γ :

$$m_\gamma = 2 \frac{z}{A}. \quad (5.6)$$

Для большинства горных пород m_γ , близка к единице (табл. 5.1).

Таблица 5.1

Гамма-параметры горных пород и минералов

Порода, минерал	$\sigma_{ср}, \text{г/см}^2$	t_γ	$z_{эф}$	$\mu, \text{см}^{-1} (E = 0,5 \text{ МэВ})$
Галенит	7,5	0,895	77,62	0,577
Гематит	5,1	0,946	23,0	0,415
Магнетит	5,05	0,946	23,55	0,411
Пирит	5,05	0,967	21,6	0,419
Хромит	4,55	0,943	22,0	0,369
Барит	4,45	0,892	45,0	0,340
Халькопирит	4,2	0,955	24,6	0,345
Диабаз	3,0	0,989	15,92	0,260
Известняк	2,75	1,0	15,3	0,237
Гранит	2,75	0,987	13,64	0,236
Доломит	2,67	0,997	13,8	0,229
Мергель	2,4	0,997	14,74	0,206
Песчаник	2,3	1,02	12,39	0,198
Глина	2,1	1,00	13,07	0,181

Соотношения для коэффициентов ослабления с учетом (6.5) и (6.6) принимают вид:

– при взаимодействии с атомами и ядрами

$$\mu = \delta \cdot \frac{\sigma}{A} \cdot L, \quad (5.7)$$

– при взаимодействии с электронами

$$\mu = 0,5 \cdot \delta \cdot t_\gamma \cdot \sigma \cdot L. \quad (5.8)$$

Как видим, вероятность взаимодействия нейтронов и гамма-квантов с породой зависит от её плотности.

Поскольку в формулу коэффициента ослабления плотность входит линейно, то отношение

$$\mu' = \mu / \sigma \quad (5.9)$$

не зависит от плотности и называется *массовым коэффициентом ослабления*.

Вывод по лекции. При облучении породы радиоактивными излучениями имеет место взаимодействие, интенсивность взаимодействия зависит как от свойств излучения, так и от свойств породы.

Вопросы для самопроверки

1. Что такое линейный коэффициент ослабления?
2. Почему сечение взаимодействия является более удобным в использовании параметром?
3. К какой величине близка электронная плотность для большинства горных пород?

13. ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ГАММА-КВАНТОВ С ПОРОДАМИ

План

1. Процессы взаимодействия гамма-квантов с горными породами.
2. Гамма-параметры горных пород.

Процессы взаимодействия гамма-квантов с горными породами

Существуют три вида взаимодействия: поглощение гамма-кванта атомом или ядром и рассеяние гамма-кванта электронами. Какой из видов взаимодействия будет наиболее вероятен, зависит от энергии гамма-квантов и от свойств породы.

Фотоэлектрическое поглощение энергии гамма-кванта происходит на атомах горной породы.

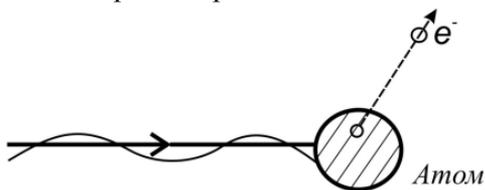


Рис. 5.2. Схема фотоэлектрического поглощения

Энергия гамма-кванта расходуется на преодоление энергии связи электрона на i -й оболочке и на сообщение электрону кинетической энергии:

$$\hbar \nu = E_i + E_{\text{кин}}^{e^-}. \quad (5.10)$$

Чтобы электрон не вылетал из атома со скоростью, близкой к предельной скорости света, энергия гамма-кванта должна быть

соизмерима с энергией связи электрона в атоме. Процесс фотопоглощения характерен для гамма-квантов низкой энергии и для атомов с большим порядковым номером z , поскольку чем больше заряд ядра z , тем больше энергия связи электронов. E_i больше на внутренних оболочках, поэтому при фотопоглощении гамма-кванта электрон вырывается с внутренних K - или L -оболочек.

Сечение фотоэлектрического взаимодействия также зависит от z и $h\nu$:

$$\delta_{\phi} \cong a \cdot \left(\frac{1}{h\nu} \right)^{2,8} \cdot z^m, \quad (5.11)$$

где $m = 3-4,5$, a – коэффициент.

Формула (5.11) справедлива для моноэлементной породы. Реальные горные породы состоят из нескольких элементов с различными z . Для полиэлементной горной породы вводится понятие **эффективного порядкового номера** $z_{\text{эф}}$. Формула для $z_{\text{эф}}$ получена из исходного предположения о равенстве эффекта фотопоглощения в породе с $z_{\text{эф}}$ и в моноэлементной среде с порядковым номером z :

$$z_{\text{эф}} = \left(\frac{\sum_i p_i \cdot z_i^m / A_i}{\sum_i p_i \cdot z_i / A_i} \right)^{1/m-1}. \quad (5.12)$$

где p_i – относительная доля в горной породе i -го элемента с порядковым номером z_i ; m – показатель, принимающий значения в пределах 3–4,5.

Из формулы видно, что $z_{\text{эф}}$, а значит и вероятность фотоэлектрического поглощения, сильно зависят от присутствия и содержания в породе тяжелых элементов, каковыми являются все рудные элементы. Например, порядковый номер у железа – 26, у свинца – 82, у ртути – 80, в то время как безрудная горная порода имеет $z_{\text{эф}}$ порядка 12–14 (см. табл. 5.1).

Комптоновское рассеяние заключается во взаимодействии гамма-квантов с электронами горной породы.

Этот вид взаимодействия возможен для гамма-квантов, энергия которых превышает энергию связи электрона в атоме, так что взаимодействие происходит со свободным электроном. Процесс более характерен для сред с низкими значениями z . Его можно

рассматривать как столкновение двух шариков, исход которого зависит от их массы, с одной стороны, постоянной массы электрона, с другой – зависящей от энергии массы гамма-кванта

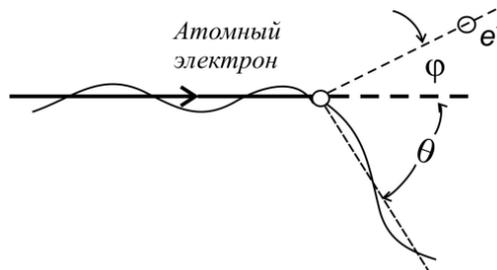


Рис. 5.3. Схема комптоновского рассеяния

$$m = \hbar \nu / c^2 . \quad (5.13)$$

В результате взаимодействия гамма-квант рассеивается – теряет часть энергии и изменяет направление движения. Энергия рассеянного гамма-кванта зависит от энергии падающего и от угла рассеивания Θ :

$$\hbar \nu' = f(\hbar \nu, \Theta) . \quad (5.14)$$

Наибольшие потери энергии происходят при рассеивании на больший угол; чем больше энергия гамма-кванта, тем большая её часть теряется при рассеянии.

Сечение комптоновского рассеяния сложным образом зависит от энергии гамма-излучения. Коэффициент ослабления гамма-излучения за счет комптоновского рассеяния зависит также от плотности породы и электронной плотности и практически не зависит от вещественного состава породы, определяемого z .

Ядерное поглощение (образование электрон-позитронных пар) характерно для гамма-квантов с высокой энергией и сред с высокими z .

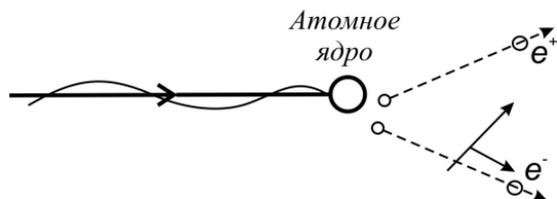


Рис. 5.4. Схема ядерного поглощения

Процесс заключается в исчезновении гамма-кванта вблизи ядра и образовании за счет его энергии двух частиц – электрона и позитрона. Этот эффект имеет пороговое значение энергии, равное энергии покоя электрона и позитрона: $2m_e \cdot c^2 = 1,02$ МэВ. Сечение ядерного поглощения пропорционально z^2 и сложным образом зависит от энергии гамма-кванта: вначале δ_γ примерно пропорционально $(\hbar\nu - 1,02)$, а при больших значениях энергии зависимость близка к логарифмической.

В ходе всех трех процессов взаимодействия теряется энергия гамма-излучения. Полное сечение взаимодействия будет представлять сумму сечений всех трех взаимодействий, каждое из которых характерно для определенных энергий гамма-квантов: гамма-кванты низкой ($< 0,5$ МэВ) и высокой (> 3 МэВ) энергий горная порода преимущественно поглощает, причем тем интенсивнее, чем выше её эффективный порядковый номер, а гамма-кванты средних интервалов энергий – преимущественно рассеивает, и этот процесс не зависит от элементного состава породы, т. е. её $z_{эф}$.

Гамма-параметры горных пород

Измеряя гамма-излучение, прошедшее через горную породу, можно определить её поглощающие и рассеивающие способности, приблизительно оценить элементный состав и плотность породы. Для разделения влияния $z_{эф}$ и σ на распределение гамма-квантов используются различные интервалы энергии: для определения σ – область комптоновского рассеяния, для определения $z_{эф}$ – область фотоэлектрического поглощения.

Влияние элементного состава на распределение гамма-квантов сказывается интергированно через $z_{эф}$. Безрудные горные породы характеризуются значениями $z_{эф}$, близкими к порядковому номеру кремния – 14. Несколько более высокими значениями отличаются породы повышенной основности (за счет железа) и известняки. Увеличение в породах содержания тяжелых элементов приводит к повышению их $z_{эф}$ и способности к поглощению гамма-квантов. Так, по аномальному поглощению гамма-излучения могут быть обнаружены баритовые, хромитовые, галенитовые и другие руды тяжелых металлов. Из табл. 5.1 можно видеть более высокие значения $z_{эф}$ минералов этих металлов в сравнении с эф-

фективными порядковыми номерами пород. Значения коэффициентов поглощения показывают, что в этих минералах вероятность поглощения энергии гамма-излучения в среднем в два раза выше, чем в безрудных породах.

Породы, содержащие легкие компоненты (углерод, водород), отличаются пониженной способностью к поглощению гамма-излучения. Для углей характерна зависимость $z_{эф}$ от качества углей (табл. 5.1): наименьшие значения $z_{эф}$ соответствуют высокоуглеродистым антрацитам с минимальной зольностью. По гамма-излучению можно не только выделять пласты углей среди вмещающих пород, но и оценивать их зольность.

Таблица 5.2

Гамма-параметры углей и горючих сланцев

<i>Порода</i>	<i>Содержание углерода, %</i>	$z_{эф}$	$\sigma, 10^3 \cdot \text{кг}/\text{м}^3$
Антрацит	92–97	6,4–7,2	1,4–1,7
Каменный уголь	75–93	6,5–8,3	1,2–1,4
Бурый уголь	67–78	6,8–8,8	1,15–1,2
Горючие сланцы	56–82	6,8–8,5	до 2,2
Сапропелит	70–80	6,45–8,1	1,2–1,45

Показателем состава породы служит также **спектр рассеянного гамма-излучения**. Наличие в породе элементов с большим порядковым номером делает спектр рассеянного гамма-излучения более высокоэнергетичным (рис. 5.5), поскольку высокая поглощающая способность таких пород не позволяет гамма-квантам рассеяться до низких энергий. Последние преобладают в породах вообще и в особенности в породах с низким $z_{эф}$.

Фотопоглощение гамма-квантов вызывает в породе **вторичное рентгеновское излучение**. Электрон выбивается гамма-квантом с внутренней электронной оболочки, которая не может быть вакантной. Серии переходов электронов на более низкие уровни сопровождаются излучением рентгеновского спектра. Поскольку энергетические уровни электронов у каждого элемента строго индивидуальны, столь же индивидуален для элемента и

спектр рентгеновского излучения. В целом в спектре породы преобладают энергии рентгеновского излучения тех элементов, которые отличаются повышенной способностью к фотопоглощению гамма-квантов, т. е. элементов с высокими порядковыми номерами, и которые в достаточном количестве содержатся в породе. Интенсивность рентгеновского излучения, соответствующая химическому элементу энергии, зависит как от сечения фотоэлектрического поглощения этого элемента, так и от содержания его в породе.

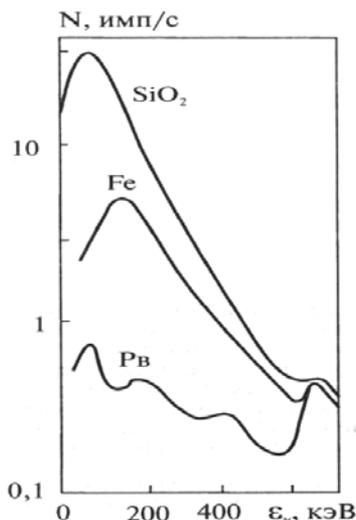


Рис. 5.5. Спектры рассеянного гамма-излучения сред с различным порядковым номером

Плотность как гамма-параметр горной породы проявляется во всем диапазоне энергий гамма-излучений, но в «чистом виде» влияние плотности можно выделить лишь в области комптоновского рассеяния. Распределение гамма-квантов, прошедших через горную породу, должно быть скорректировано с учетом ещё и электронной плотности m_z , которая для тяжелых сред отличается от единицы. В рудных минералах наблюдаются понижение электронной плотности и относительный дефицит электронов, что понижает вероятность рассеивания гамма-квантов в этих средах. Всем вариациям плотности горных пород и руд подобно соответствуют вариации распределения в этих породах и рудах рассеян-

ного гамма-излучения, а с помощью гамма-излучения можно оценить плотность в разрезах скважин, а значит, провести расчленение и корреляцию пород по плотности, выделить полезные ископаемые с аномальной плотностью.

Взаимодействие гамма-квантов с горными породами не ограничивается теми наиболее распространенными процессами, которые мы уже рассмотрели. Горные породы, содержащие тяжелый водород дейтерий, олово в форме касситерита, железо и бериллий, проявляют аномальные свойства поглощать гамма-излучения ядрами названных элементов. При этом поглощение происходит резонансно, только гамма-квантов определенной энергии.

Ядерное гамма-резонансное поглощение характерно для железо- и оловосодержащих пород. Оно заключается в аномальной способности ядер изотопов ^{119}Sn и ^{57}Fe этих элементов поглощать гамма-кванты энергий соответственно 23,8 и 14 кэВ, поскольку именно эти энергии необходимы ядрам для перехода их в возбужденное состояние. По этому аномальному поглощению гамма-излучения Sn и Fe могут быть обнаружены в породах. В принципе такое резонансное поглощение характерно для всех элементов, но для его протекания необходимо охлаждение минералов до температуры жидкого азота, чтобы при поглощении гамма-кванта импульс движения передавался не отдельному ядру, а кристаллу в целом. Особенность ядер олова (в касситерите) и железа заключается в том, что для некоторых из них поглощение без потерь энергии на отдачу возможно и при обычных температурах.

Аномальные свойства бериллия и дейтерия связаны с неоптимальным устройством их ядер, проявляющимся в низкой энергии связи нейтрона в ядре. Действительно, ядро бериллия состоит из 5 нейтронов и 4 протонов, в то время как устойчива комбинация с одинаковым числом протонов и нейтронов, соответствующая двум ядрам гелия (α -частицам); дейтерий содержит лишний нейтрон в сравнении с устойчивым изотопом водорода. Для бериллия энергия связи нейтрона в ядре составляет 1,67 МэВ, у дейтерия – 2,23 МэВ, в то время как у остальных элементов она очень высокая и часто превышает 10 МэВ.

Энергия связи нейтрона в ядре является пороговой для протекания **гамма-нейтронной** реакции, заключающейся в поглощении энергии гамма-кванта ядром и испускании им нейтрона. По-

сколько изотопные источники гамма-излучения, используемые в полевой ядерной геофизике, имеют энергии в основном до 3 МэВ, то при облучении горных пород гамма-квантами таких энергий возможно их гамма-нейтронное взаимодействие только на ядрах бериллия или дейтерия. Вторичная нейтронная активность является исключительным свойством бериллия или дейтерийсодержащих пород.

Выводы по лекции. Гамма-кванты в породе испытывают три вида взаимодействия – поглощение атомом, поглощение ядром и рассеяние электронами.

Вопросы для самопроверки

1. Дайте характеристику наиболее вероятных процессов взаимодействия гамма-излучения с веществом. Какой из эффектов может использоваться для определения плотности водонасыщенных пород?
2. Назовите несколько полезных ископаемых, отличающихся аномальными гамма-характеристиками.

14. ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ НЕЙТРОНОВ С ГОРНЫМИ ПОРОДАМИ

План

1. Нейтроны и процессы их взаимодействия с горными породами.
2. Нейтронные характеристики горных пород.

Нейтроны и процессы их взаимодействия с горными породами

Нейтроны не имеют заряда и поэтому не испытывают электрического воздействия электронов и ядер и проникают достаточно глубоко в породу. Их взаимодействие с горной породой зависит от энергии. Различают нейтроны: тепловые ($E_n < 1\text{эВ}$), промежуточные ($1\text{эВ} < E_n < 0,1\text{ МэВ}$) и быстрые ($E_n > 0,1\text{ МэВ}$). Такие названия для нейтронов с различной энергией обусловлены тем, что в отличие от гамма-квантов, движущихся всегда с постоянной скоростью, скорость движения нейтронов пропорциональна их энергии. Если в результате взаимодействия с породой энергия теряется, то нейтрон превращается в обычную частицу, испытывающую тепловое хаотичное движение. При комнатной температуре энергия теплового нейтрона равна приблизительно 0,025 эВ.

Нейтроны, как и гамма-кванты, испытывают в породе рассеяние и поглощение. Отличие заключается в том, что взаимодействует нейтрон исключительно с ядрами, при рассеянии нейтрон не только изменяет направление движения и теряет свою энергию, но и замедляется, а при поглощении не исчезает, а входит в состав ядра, поэтому процесс поглощения ядром нейтрона ещё называют захватом.

Рассеяние нейтрона может быть упругим и неупругим. **Упругое рассеяние** аналогично столкновению двух идеально упругих шариков, при котором ядру передается часть энергии нейтрона.

Потеря энергии нейтрона (а значит, и его замедление) зависит от массы ядра M и угла рассеяния нейтрона ϑ . Характеризует её так называемый параметр замедления, равный логарифмической потере энергии на одно соударение. При изотропном рассеянии параметр замедления ζ , имеет выражение

$$\zeta = \ln E_0 - \ln E = 1 + \alpha \cdot \ln \alpha / (1 - \alpha), \quad (5.15)$$

где $\alpha = (M - 1)^2 / (M + 1)^2$; E_0 , E – энергия нейтрона до соударения с ядром массы M и после соударения.

Как видим из формулы (5.15), наибольшие потери энергии нейтронов происходят при соударении с легкими ядрами, а максимально возможная потеря – при взаимодействии нейтрона с ядром водорода, равным ему по массе. При лобовом соударении нейтрона с водородом возможна полная потеря его энергии. В то же время соответствующие значения для кислорода ($M = 16$) и кремния ($M = 28$) составляют 11 и 6 %.

При *неупругом рассеянии* энергия нейтронов расходуется не только на придание кинетической энергии ядру, но и на его возбуждение, т. е. увеличение его внутренней энергии. Энергия возбужденного ядра в последующем высвобождается в виде гамма-квантов. Поскольку у каждого ядра энергии возбужденных уровней свои, то излучаемый возбужденными ядрами спектр гамма-излучения будет индивидуален для каждого вида ядер и может быть использован для определения элементов в горной породе. Неупругое рассеяние может произойти только с нейтронами, энергия которых превышает энергию первого возбужденного уровня ядра, которая изменяется от нескольких мегаэлектронвольт для легких ядер до 100 кэВ – для тяжелых. Поэтому неупругое рассеяние характерно для быстрых нейтронов и сред с тяжелыми ядрами.

Быстрые нейтроны в результате упругих и частично неупругих соударений замедляются и в области низких энергий могут поглощаться ядрами. В результате *радиационного захвата* тепловых нейтронов ядром возникает вторичное гамма-излучение. Сечение захвата, как и вообще сечение взаимодействия, убывает с увеличением энергии нейтрона; в области промежуточных нейтронов ζ имеет резонансные пики.

Сечение захвата зависит также от строения ядер элементов, от степени «недостаточности» в их составе нейтрона. Кадмий отличается максимальным сечением захвата в сравнении с бором, индием, серебром и литием. Но все эти элементы аномально поглощают нейтроны, о чем говорят значения сечений захвата. Для сравнения типичные элементы горных пород O , Si , Al , Mg имеют соответственно сечения в барнах: 0,0002; 0,16; 0,241 и 0,063. Наибольшее сечение захвата 3 барна из порообразующих элементов имеет железо.

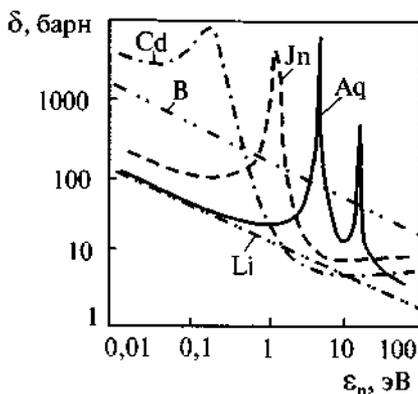


Рис. 5.6. Сечения взаимодействия нейтронов с ядрами элементов

Таблица 5.3

Элементы – аномальные поглотители тепловых нейтронов

Элемент	Сечение захвата, барн	Содержание в земной коре, %	Элемент	Сечение захвата, барн	Содержание в земной коре, %
Gd	49 000	$8 \cdot 10^{-4}$	Re	88	$7 \cdot 10^{-8}$
Sm	5 800	$8 \cdot 10^{-4}$	Li	71	$3,2 \cdot 10^{-3}$
Eu	4 600	$1,3 \cdot 10^{-4}$	Ag	64	$7 \cdot 10^{-6}$
Cd	2 450	$1,3 \cdot 10^{-5}$	Co	37	$1,8 \cdot 10^{-3}$
B	754	$1,2 \cdot 10^{-3}$	Cl	33	$1,7 \cdot 10^{-2}$
Hg	375	$8,3 \cdot 10^{-6}$	Ta	21	$2,5 \cdot 10^{-4}$
In	194	$2,5 \cdot 10^{-5}$	W	19	$1,3 \cdot 10^{-4}$
Hf	102	10^{-4}	Mn	13	10^{-1}
Au	99	$4,3 \cdot 10^{-7}$	Fe	3	4,65

Нейтронные характеристики горных пород

В соответствии с двумя видами взаимодействий с нейтронами различают две группы нейтронных свойств пород: замедляющие и поглощающие.

Кроме названных параметров замедления и сечения рассеяния, в качестве нейтронной характеристики используют так называемую длину замедления нейтронов L_s :

$$L_s = \sqrt{r^2 / 6}, \quad (5.16)$$

где r – среднее значение квадрата расстояния от начала движения в породе быстрого нейтрона до точки его замедления до тепловой энергии.

При постоянной начальной энергии быстрых нейтронов (для одного источника) **длина замедления** зависит только от замедляющих способностей породы. Последняя же определяется как возможностью рассеяния (сечением), так и потерей энергии нейтрона при столкновении. По последнему свойству элементы горных пород наиболее разнятся между собой, и именно потерей энергий при столкновении элементов определяются аномальные или нормальные свойства пород.

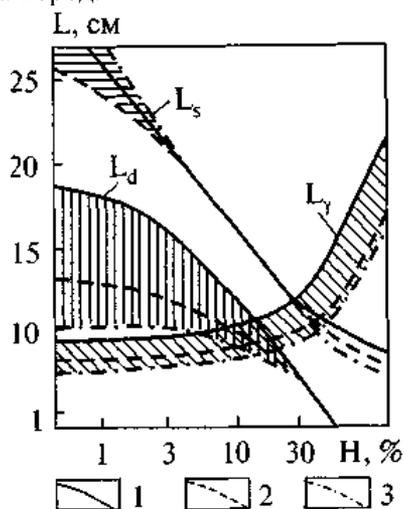


Рис. 5.7. Зависимость нейтронных и гамма-параметров горных пород от содержания в них водорода:

1 – кварцевый песок; 2 – известняк; 3 – ангидрит;

L_s – длина замедления нейтронов ($E = 1,46$ эВ); L_d ,

L_γ – длины диффузии тепловых нейтронов и гамма-квантов

Аномальным замедлителем в горных породах является водород. На нем теряется максимальное количество энергии нейтрона, он в сравнении с другими легкими элементами (Li , Be , C), обладающими также повышенными потерями, находится в достаточно больших количествах в минеральном скелете породы и в веществе, заполняющем поры. Низкие длины замедления ($L_s < 15$ см)

характерны для водородосодержащих минералов – силикатов, сульфатов, боратов. Увеличение в породах воды, газа или нефти приводит к существенному понижению длины замедления нейтронов. Увеличение водородосодержания породы на 30 % приводит к уменьшению L_s в 2,5 раза. При этом минеральный состав осадочной породы мало сказывается на длине замедления. Наличие же в породах сульфидов и других минералов тяжелых металлов, на ядрах которых потеря энергии нейтронов практически не происходит, увеличит длину замедления породы.

Таблица 5.4

**Сравнительные данные о нейтронных параметрах
минералов различной степени аномальности**

<i>Минералы</i>	L_s см	τ , мкс	<i>Аномальные элементы в минерале</i>
<i>Минералы с нормальными свойствами</i>			
Альбит	28,1	680	
Микроклин	33,2	305	
Корунд	21,5	419	
<i>Аномально рассеивающие минералы</i>			
Цоизит	9,9	333	H
Пеннин	8,7	363	H
Гипс	6,7	259	H
<i>Аномально поглощающие минералы</i>			
Галит	46,7	6	Cl
Борацит	15,2	0,19	B
Кобальтин	32,3	5	Co
Киноварь	67,8	0,6	Hg
<i>Минералы с аномальными L_s и τ</i>			
Ашарит	8,8	0,32	H, B
Гидроборацит	6,5	0,32	H, B

Поглощающие свойства горной породы принято характеризовать двумя параметрами: τ и L_d . Среднее время жизни тепловых нейтронов τ в среде определяется отрезком времени между моментом, когда быстрый нейтрон замедлился до теплового, и моментом поглощения теплового нейтрона ядром, τ зависит от наличия и содержания в породе элементов – аномальных поглотителей нейтронов, каковыми являются практически все лантаниды, кад-

мий, бор, ртуть, литий, хлор и др. Минералы этих элементов (киноварь, борацит, галит и др.) отличаются малыми значениями τ , меньше 1 мкс), в то время как в нормальных минералах тепловой нейтрон может не поглощаться сотни микросекунд.

Малые времена жизни тепловых нейтронов определяют их малую плотность в горной породе. Измеряя последнюю, можно определить наличие и концентрацию в породе элементов, аномально поглощающих нейтроны.

Например, присутствие в непресной поровой воде хлора делает её более способной к поглощению тепловых нейтронов, чем нефть, что может быть использовано для разделения водородосодержащих сред.

Длина диффузии L_d теплового нейтрона, аналогично длине замедления, характеризует среднее квадратичное расстояние, которое проходит нейтрон от точки замедления до точки поглощения.

На величину L_d влияют как рассеивающие, так и поглощающие свойства среды. Длина диффузии в отличие от L_s зависит не только от водородосодержания породы, но и от содержания в ней элементов, ядра которых с разной вероятностью поглощают тепловые нейтроны. Более низкое значение L_d у известняка в сравнении с кварцевым песчаником обусловлено относительно хорошо поглощающим тепловые нейтроны кальцием.

На величину времени жизни тепловых нейтронов и на их распределение в породе наличие элементов – аномальных поглотителей нейтронов сказывается интегрированно. Большой вклад в понижение τ может внести элемент с более низким сечением захвата теплового нейтрона, но находящийся в породе в больших количествах, чем остальные. Более дифференцированную характеристику поглощающим элементам в породе дает спектр энергий гамма-излучения, испускаемого ядрами при захвате нейтронов (рис. 7.11). Конфигурация спектра наличие в нем максимумов, соответствующих определенным энергиям, – все это индивидуально для каждого элемента и позволяет распознавать его в горной породе. **Спектр захватного гамма-излучения** породы есть отражение её состава, вызванное нейтронным облучением.

При захвате ядром теплового нейтрона вновь образованное ядро, изотоп элемента, может оказаться радиоактивным, т. е. с течением времени распадется, чем себя и обнаружить.

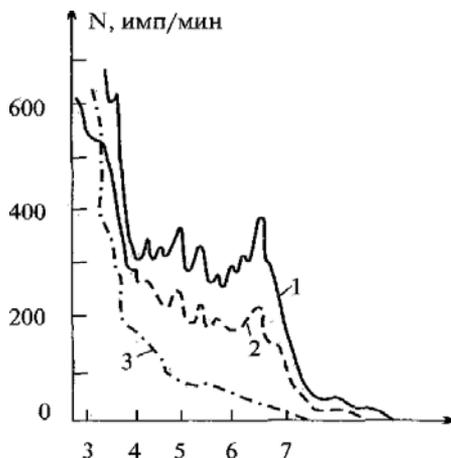


Рис. 5.8. Спектры захватного гамма-излучения пород:
 1 – Fe-100 %; 2 – Fe-40 %, песок – 60 %; 3 – песок

Наведенная активность характерна для горных пород, содержащих элементы, которые удовлетворяют следующим требованиям:

- а) они должны обладать низкими сечениями захвата, т. е. относительно хорошо поглощать нейтроны;
- б) образованный при поглощении нейтрона изотоп должен быть радиоактивным;
- в) изотоп должен обладать малым (секунды-часы) периодом полураспада, т. е. быть достаточно радиоактивным;
- г) содержание элемента в породе не очень низкое.

Первое и два последних требования необходимы для создания заметной интенсивности наведенной активности, достаточной для измерения современной аппаратурой в полевых и скважинных условиях. Такими элементами, определяющими наведенную активность пород, являются фтор, натрий, алюминий, хлор, калий, ванадий, железо марганец, медь. Эти элементы имеют разные периоды полураспада радиоактивных изотопов и разные энергии гамма-квантов, сопутствующих распаду, по чему они могут быть и идентифицированы.

Выводы по лекции. Нейтронные свойства горных пород используются для определения типа флюида в поровом пространстве.

Вопросы для самопроверки

1. Перечислите несколько элементов, содержание которых в горных породах можно определить, изучая их нейтронные характеристики.

2. Назовите минералы, в которых тепловой нейтрон не сможет просуществовать более 1 мкс.

3. Перечислите несколько элементов, содержание которых в горных породах можно определить, изучая их нейтронные характеристики.

Раздел VI. ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ КЛАССИФИКАЦИИ И МОДЕЛИ

15. ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ КЛАССИФИКАЦИИ И МОДЕЛИ

План

1. Взаимосвязи между петрофизическими параметрами.
2. Классификация минералов и горных пород.
3. Понятие петрофизической модели.

Взаимосвязи между петрофизическими параметрами

В изменении физических параметров горных пород наблюдается определенная согласованность. Проявляется она в том, что породам определенного состава соответствует вполне конкретное сочетание физических параметров и что изменение одного из них может повлечь за собой пропорциональное изменение другого.

Взаимосвязи между физическими параметрами пород, а также между физическими параметрами и другими свойствами породы носят статистический, корреляционный характер.

Корреляционная зависимость существует между величинами в том случае, если изменение одной величины вызывает изменение закона распределения другой.

Статистическая взаимосвязь между физическими параметрами может проявляться и в том, что гистограммы распределений этих параметров согласно изменяются при изменении какого-либо третьего фактора.

Проявление между физическими параметрами пород именно статистических взаимосвязей объясняется сложностью горных пород как природных систем, физические параметры которых обусловлены множеством факторов.

Связь между свойствами горной породы может носить **причинно-следственный** или **косвенный характер**.

Такого рода зависимости существуют, например, между пористостью, с одной стороны, и плотностью и скоростью упругих колебаний – с другой, между содержанием в породе ферромагнетика и магнитной восприимчивостью и остаточной намагниченностью, между содержанием в породе графита или сульфидов и

поляризуемостью породы, между водородосодержанием и нейтронными характеристиками пород. Подобные взаимосвязи являются основой геологической интерпретации геофизических материалов, предсказаний по астрофизическим и геофизическим данным состава, структуры и условий образования пород.

Связь между физическими параметрами горных пород обычно косвенная. Так, зависимость между плотностью и скоростью упругих волн наблюдается потому, что в совокупности причин, влияющих на каждый параметр, имеются общие причины. Для осадочных пород это прежде всего пористость, влияющая и на скорость упругих колебаний, и на плотность, у метаморфических и магматических – минеральный состав и кристаллическая структура породы. Поскольку все это зависит от термодинамических условий образования (изменения) породы, то можно считать конечной причиной взаимосвязи физических параметров изменение этих условий, вызывающее литификацию и метаморфизм осадочных пород и изменение минерального состава интрузивных. Поскольку, кроме общих причин, существуют и иные, связь между плотностью и скоростью не функциональная, а статистическая.

Выявление статистических связей между петрофизическими параметрами горных пород имеет большое практическое значение.

1. Имея такие взаимосвязи, можно по измеренным значениям одного параметра приблизительно оценивать значения другого, каковым может быть или изучаемый геологический параметр (пористость, водородосодержание, сульфидность и др.), или другой физический параметр, измерение которого по какой-либо причине затруднено.

2. Наличие или отсутствие взаимосвязи между физическими параметрами может косвенным образом указывать на преобладающие причины их изменений. Так, если между магнитной восприимчивостью и плотностью интрузивных пород существует тесная корреляционная связь, то на плотность, как и на магнитную восприимчивость, оказывает преимущественное влияние их общая причина – содержание в породе железа, наиболее тяжелого компонента породы, способного образовывать минералы ферромагнетики. Если же такая взаимосвязь отсутствует, то для плотности или для обоих параметров следует искать другие, более сильные причины.

3. Характер взаимосвязи между физическими параметрами может служить одним из классификационных признаков породы. Особенно большое значение он принимает при выделении пород, затронутых вторичными и эндогенными процессами, такими как выветривание, метаморфизм, метасоматоз, рудогенез. Так, положительная корреляционная связь между радиоактивностью и поляризуемостью углеродистых сланцев указывает на определенную степень их метаморфизма в условиях зеленосланцевой фации, когда уже образовался углеродистый минерал-полупроводник, но еще не началась миграция урана (и тория).

Классификация минералов и горных пород

Под петрофизической классификацией понимают распределение геологических объектов по классам (группам), связанным в систему и различающимся по интересующему нас физическому параметру или совокупности физических параметров.

В условиях большого количества петрофизической информации плохая ее упорядоченность тормозит развитие петрофизики как науки, не способствует эффективному использованию ее в геологической практике. Петрофизические классификации призваны привести результаты петрофизических измерений в определенную систему, сделать легко обозреваемым все множество геологических объектов с точки зрения их физических свойств, выявить внутренние связи и закономерности в петрофизической характеристике геологических объектов.

Петрофизические классификации различаются по предмету классификации и по используемому классификационному признаку. Предметом петрофизической классификации могут выступать геологические объекты различного уровня организации: минералы, горные породы как парагенезисы минералов и геологические формации как парагенезисы горных пород. В качестве классификационного признака используются чаще всего значения какого-либо физического параметра, например магнитной восприимчивости, плотности или нескольких физических параметров. Кроме значений физических параметров, в качестве классификационного признака может служить наличие у геологического объекта какого-либо физического состояния, например: диэлектрики и полупроводники, диамагнетики, парамагнетики и ферромагнетики.

В конечном счете о наличии у минерала названного физического состояния также судят по измеренным значениям физических параметров, в нашем случае – по величинам удельного электрического сопротивления, магнитной восприимчивости, по наличию остаточной намагниченности, значениям точки Кюри и др. В петрофизических классификациях, наряду с физическими параметрами, могут использоваться также минералогические и геохимические признаки.

Решение вопроса о том, какие классификационные признаки и группы использовать, зависит от физико-геологического существа предмета классификации, его петрофизической изученности, а также от цели классификаций.

Использование системы типовых петрофизических групп способствует процессу обобщения петрофизических данных, позволяет сравнивать на единой основе результаты систематизации петрофизических наблюдений по различным регионам. С использованием типовых петрофизических групп строятся *петрофизические карты*. В петрофизических классификациях основных разновидностей пород (магматические, метаморфические, осадочные), построенных по сводным данным для территории России, используются также *типовые петрофизические группы*. Чаще же всего петрофизические классификации строятся на основе более сложных систем петрофизических групп.

Петрофизические классификации должны удовлетворять основному требованию – каждый классифицируемый объект не может быть распределен более чем в одну группу. Если при принятой системе петрофизических групп этого условия не достигают, тогда изменяют границы групп, увеличивают число классификационных признаков, например, наряду с интервалом значений физического параметра используют числовые характеристики распределения этих значений (среднее, дисперсия и др.), комплекс физических параметров.

Понятие петрофизической модели

Петрофизическая модель объекта должна содержать совокупность имеющихся о нем сведений, способствующих решению поставленных геологических задач. Эти сведения могут быть представлены в виде таблиц, текста, графиков, формул, при этом форма представления модели также зависит от геологической задачи, для которой эта модель создается.

Наиболее сложными являются петрофизические модели, создаваемые для решения поисково-картировочных и разведочных задач геофизическими методами. Петрофизическая модель в этом случае является основой формирования так называемой *физико-геологической модели*, необходимой для обоснования возможностей геофизических методов при решении различных геологических задач.

Под *петрофизической моделью (ПФМ)* понимают объемное распределение в геологическом пространстве различных физических параметров, характеризующих главные петрофизические структурно-вещественные комплексы изучаемого рудного поля, месторождения полезного ископаемого, рудного тела или другого геологического объекта.

Сведения о форме, размерах, условиях залегания и физических свойствах моделируемого класса объектов получают в ходе изучения и обобщения геометрических и физических параметров выбранных заранее природных эталонов.

Общая последовательность формирования ПФМ включает такие операции: а) формулирование геологической задачи и выбор объекта моделирования (блока земной коры, месторождения определенного генотипа, рудной залежи и т. п.); б) анализ любой геолого-геофизической информации, имеющейся по эталонным объектам; в) сбор эталонной коллекции образцов, измерение физических свойств основных разновидностей горных пород и руд; г) статистическая обработка результатов этих измерений и выделение петрофизических неоднородностей; д) построение собственно ПФМ, т. е. геометризация в геологическом пространстве отдельных петрофизических неоднородностей по возможности в виде тел правильной геометрической формы.

Таким образом, петрофизическая модель отображает пространственное распределение петрофизических неоднородностей геологического объекта и вмещающей среды, а также описывает физические и структурно-вещественные свойства этих неоднородностей. При этом под петрофизической неоднородностью (петрофизическим телом) понимается часть геологического пространства, отличающаяся от остального по физическому параметру или совокупности физических параметров, по которым могут быть проведены ее границы. Границы петрофизической неоднородности не обязательно должны совпадать с границами геологи-

ческих тел, выделенных по иным свойствам. Петрофизические неоднородности как структурные элементы модели должны удовлетворять двум требованиям: а) выделение петрофизических неоднородностей должно способствовать решению поставленной геологической задачи; б) выделенные петрофизические неоднородности должны находить отражение в геофизических полях заданной детальности.

Основные свойства моделей следующие.

Во-первых, модели являются адресными, т. е. эффективно могут быть использованы для решения геологической задачи, для которой они создавались. При изменении геологической задачи в петрофизическую модель объекта необходимо внести изменение либо создать новую модель.

Во-вторых, модель подобна геологическому объекту только в пределах рассматриваемых свойств. Речь здесь идет о том, что петрофизическая модель отображает геологический объект не только со стороны его физических свойств. В конкретных моделях, соответствующих разным геологическим задачам, могут отображаться разные особенности физической характеристики геологического объекта.

В-третьих, петрофизическая модель зависит от физико-геологической изученности объекта и среды и является ее результатом. Появление новых геологических, минералого-геохимических, петрофизических и геофизических сведений об используемом объекте может существенно изменить его петрофизическую модель.

В-четвертых, ПФМ почти всегда носит комплексный характер, т. е. описывает моделируемый объект с точки зрения его отличия от вмещающей среды по нескольким петрофизическим параметрам (магнитная восприимчивость, радиоактивность, поляризуемость и др.).

Вывод по лекции. Петрофизические классификации и модели – важная часть петрофизических исследований.

Вопросы для самопроверки

1. Какие виды взаимосвязи существуют между петрофизическими величинами?
2. Какие принципы учитывают при создании петрофизических квалификаций?
3. Что такое петрофизическая и физико-геологическая модели?

16. ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА

План

1. Физические свойства флюидов.
2. Термодинамические условия образования нефти и газа.
3. Петрофизические параметры нефтегазоносных пород.
4. Модели залежи углеводородов и нефтегазоносных структур.

Физические свойства флюидов

Газонефтяные месторождения локализуются в породах-коллекторах, отличающихся от нормальных пород повышенным объемом порового, трещинного или карстового пространства. Наряду с нефтью и природным газом в породах-коллекторах месторождений находится также вода.

Нефть и природный газ представляют собой углеводородные соединения (*нафтиды*). Элементный состав нефти по содержанию углерода изменяется от 79 до 89 %, а по содержанию водорода – от 9 до 15 %. Водород является наиболее легким компонентом нефтей, поэтому его повышенные содержания определяют пониженную плотность нефтей.

Основную часть углеводородов, обнаруженных в нефтях, можно разделить на три группы: насыщенные, углеводороды (парафин), в которых все углеводородные валентности расходятся на связи с атомами углерода и водорода и которые в силу этого склонны к химической инертности, ненасыщенные соединения (ароматические углеводороды) и углеводороды со смешанной структурой. Углеводороды нефтей отличаются углеродными числами (количеством атомов углерода в формуле) и температурами кипения. Наименьшими значениями углеродного числа (5-13) и точек кипения (до 250 °С) характеризуются бензиновая и керосиновая фракции, наибольшими значениями - смазочные нефти (более 26 и 300 °С соответственно).

Неуглеводородные соединения в нефти обычно составляют 5–10 %, но в некоторых тяжелых нефтях их количество может быть более значительно. Обычно это сернистые, кислородные, азотные и металлические соединения, из металлов преобладают ванадий и никель.

Природный газ – это газовая фаза нефтяных залежей. Обычно газ в залежах содержит 70–100 % метана (CH_4), 1–10 % более высокомолекулярных углеводородов (этан, бутан и др.). Содержание неуглеводородных соединений (углекислого газа, азота и сероводорода) колеблется от очень низких концентраций до 100 %. Природный газ называется сухим, если он содержит менее 0,013 л/м способных конденсироваться жидкостей, и жирным, если содержание последних превышает 0,04 л/м³. В залежах газ находится в свободном газовом или сжиженном состоянии или в смешанном виде с нефтью или водой.

Вода H_2O – это жидкость при стандартных температуре и давлении. Водород молекулы воды имеет настолько сильное сродство с кислородом, что образует временные водородные связи с атомами кислорода соседних молекул воды. Поэтому в стандартных условиях вода является жидким полимером.

Вследствие полимеризации вода обладает рядом аномальных физических свойств. Она имеет самую высокую теплоемкость и проводит тепло лучше, чем любая другая жидкость, растворяет больше веществ и в большем количестве. Вода имеет высокую для жидкости диэлектрическую проницаемость (табл. 8.1). Эти аномальные свойства воды играют важную роль в геологических процессах, в том числе и в процессах образования, миграции и аккумуляции углеводородов.

Сродство водорода и кислорода выражается также в связывании воды на поверхности минералов – водород молекул воды образует связи с кислородом минералов. При соприкосновении с водой некоторые глинистые минералы набухают, потому что у связанной воды свободная энергия меньше, чем у свободной. Связанная вода по многим параметрам, например по коэффициенту теплового расширения и вязкости, отличается от свободной воды. Ниже уровня грунтовых вод свободная вода занимает все поровое пространство в осадочных породах, за исключением пор, заполненных нефтью и газом. В поровой воде присутствуют ионы растворенных веществ в концентрации, зависящей от их источника и условий диагенеза. Источником основной массы ионов является морская вода.

Таблица 6.1

Физические параметры жидких и газообразных флюидов

<i>Параметр</i>	<i>Вода</i>	<i>Нефть</i>	<i>Газ</i>
$\sigma, 10^3 \text{ кг/м}^3$	1,01–1,24	0,72–1,0	0,0007–0,0032
$v_p, \text{ км/с}$	1,4–1,53	1,3–1,4	0,316–338
$\rho, \text{ Ом}\cdot\text{м}$	10^{-2} – 10^5	до 10^{14}	10^{14}
$\varepsilon, \text{ отн. ед.}$	11	2	1–1,01
$\lambda, \text{ Вт / (м}\cdot\text{К)}$	0,582	0,13–0,14	0,04–0,21
$C_U, \%$	10^{-5} – 10^{-2}	10^{-9} – 10^{-7}	

Физические свойства природных флюидов приведены в табл. 6.1. Нужно отметить аномальные физические свойства флюидов в сравнении со свойствами минерального скелета осадочных пород, что является причиной зависимости последних от пористости, а вариации физических параметров флюидов – от водо-, нефте- и газонасыщенности.

Плотность и скорость продольных волн понижаются в ряду «вода – нефть – газ». Вариации плотности воды связаны со степенью ее минерализации и термодинамическими условиями: повышение минерализации воды и давления приводит к повышению плотности. Плотность нефтей зависит от их химического состава. Легкие нефти содержат больше водорода. Средняя плотность газовых углеводородов приблизительно равна плотности атмосферного воздуха ($0,0012 \text{ г/см}^3$): у метана она меньше ($0,000715$), у пентана – больше ($0,0037$). Все флюиды характеризуются отсутствием поперечных упругих колебаний.

Удельное электрическое сопротивление углеводородов, особенно газа, очень высокое и значительно превышает таковое воды и минерального скелета породы. Поэтому насыщение углеводородами пород приводит к повышению их удельного электрического сопротивления пропорционально пористости. Большой диапазон изменения электропроводности воды связан с различной ее минерализацией; в воде носителями тока являются растворенные в ней ионы. Наибольшими удельными сопротивлениями отличаются приповерхностные относительно пресные воды: (8–1000) Ом·м. Морские соленые воды имеют значения этого параметра порядка 0,2 Ом·м.

В порах горных пород вода может быть смешана с углеводородами. Удельное электрическое сопротивление водогазонефте-насыщенных пород зависит не только от пористости и процентного отношения воды, газа и нефти в порах, но и от способности твердой поверхности породы смачиваться (гидрофильность) или не смачиваться (гидрофобность) водой.

В природе распространены преимущественно гидрофильные коллекторы, у которых вода смачивает твердую фазу. Плохопроводящие включения нефти и газа среди воды обеспечивают достаточно высокую электропроводность водонефте-содержащих пород. Напротив, в случае гидрофобных коллекторов (углистых, битуминозных) удельные сопротивления оказываются относительно высокими, так как в изолированных включениях находится электропроводящая влага.

Из других свойств нужно отметить очень низкие значения ди-электрической проницаемости и теплопроводности углеводородов. Низкая теплопроводность нефтей и газов способствует повышению геотермических градиентов в залежах и в нефтематеринских породах, вызывающих метаморфизм нефтей.

Физические параметры флюидов зависят от глубины их нахождения в горных породах. Сказываются влияние возрастающих температуры и давления при увеличении глубины, а также повышение смешиваемости флюидов в глубинных условиях. При увеличении давления увеличивается насыщение воды и нефти га-зами, при увеличении температуры – растворимость нефти в воде. Например, на глубинах 500 м отношение «газ – вода» составляет в среднем 1,3, а на глубине 1500 м газа по объему в 2,2 раза больше, чем воды.

Плотность и скорость упругих колебаний у нефти и воды с глубиной уменьшаются, у газа – увеличиваются. Удельное электрическое сопротивление заметно изменяется только у воды. Во-первых, на глубину растет степень ее минерализации, поскольку при высоких температурах и давлениях возрастает растворимость минералов в воде. Во-вторых, повышение температуры увеличивает в воде подвижность ионов – носителей тока.

Термодинамические условия образования нефти и газа

Подвляющее большинство геологических и геохимических данных, собранных при изучении осадочных образований и нефти, свидетельствует о том, что большая часть последней образовалась из органического вещества, захороненного в осадочном чехле седиментационных бассейнов. Масса углерода, рассеянного в горных породах, на два и более порядка превышает массу углерода в месторождениях. В осадочных горных породах углерод находится в виде *керогена* – рассеянного органического вещества.

Содержание органического вещества, сохраняющегося в осадках, меняется в очень широких пределах.

Сапропелевое органическое вещество в основном образуется за счёт органической массы фито-зообентоса и планктона морских и пресноводных водоёмов, $H/C_{ат}$ свыше 0,9.

Гумусовое органическое вещество формируется преимущественно из остатков высшей растительности и почвенных микроорганизмов, $H/C_{ат}$ менее 0,9.

Наибольшее содержание сапропелевого органического вещества характерно для морских относительно глубоководных карбонатно-глинистых литофаций, гумусового органического вещества – для терригенных пород озёрно-болотного генезиса.

Нефть образуется из керогена преимущественно сапропелевого ряда в отличие от углей, источником которых является в основном гумусовое органическое вещество.

В уплотняющихся отложениях осадочного бассейна органическое вещество подвергается воздействию все более высоких температур по мере увеличения глубины его погружения. Повышение температуры вызывает термическое перерождение керогена в углеводороды – нефть и газ. Условиями такой реакции являются восстановительный режим, температура в интервале 50–200 °С и наличие поверхностно-активных веществ, выполняющих роль катализаторов. Наилучшими каталитическими свойствами при образовании легких углеводородов из керогена обладают глины и глинистые породы. Примером такого процесса, осуществленного экспериментальным путем, служит нагревание глинистых органических комплексов, во время которого возникали разнообразные углеводороды.

Распределение нефти и газа в осадочных породах земной коры следующее. Около 7 % углеводородных газов, 9 % жидких углеводородов и 40 % асфальтовых неуглеводородных соединений находится в зоне диагенеза. Основная масса нефти и газа приходится на зону катагенеза (эпигенеза). Она содержит 82 % газа и 91 % жидких углеводородов, а также 60 % асфальтовых веществ. В зоне метаморфизма находится около 11 % углеводородных газов и следы нефти.



Рис. 6.1. Метаморфическое преобразование рассеянного органического вещества (керогена) сапропелевого ряда

Такое распределение месторождений углеводородов в вертикальном разрезе земной коры связано с двояким воздействием температуры на преобразование органического вещества. Сначала повышение температуры вызывает превращение керогена в нефть. Оптимальный уровень нефтеобразования соответствует приблизительно 100

а-120 °С. Дал

ет разрушение (деградацию) нефти, проявляющееся в увеличении ее плотности и выделении газа. Конечным продуктом разрушения (метаморфизма) нефти является газ метан и высокоуглеродный твердый продукт графит. На этом заканчивается процесс преобразования органического вещества. Соответствует это температуре 200 °С и средней глубине погружения 5–7 км (в зависимости от геотермического градиента), началу метаморфического преобразования пород.

Поскольку газ образуется при разрушении нефти, то максимум его накопления в осадочных породах находится гипсометрически ниже максимума накопления нефти. В вертикальном разрезе изменяется его состав. При увеличении глубины содержание водорода в газе увеличивается, в то время как для керогена характерна обратная тенденция. Самым глубоким горизонтом газообразования соответствует высокая доля в составе газов сероводорода (H_2S), который является высокотемпературным продуктом преобразования органического вещества.

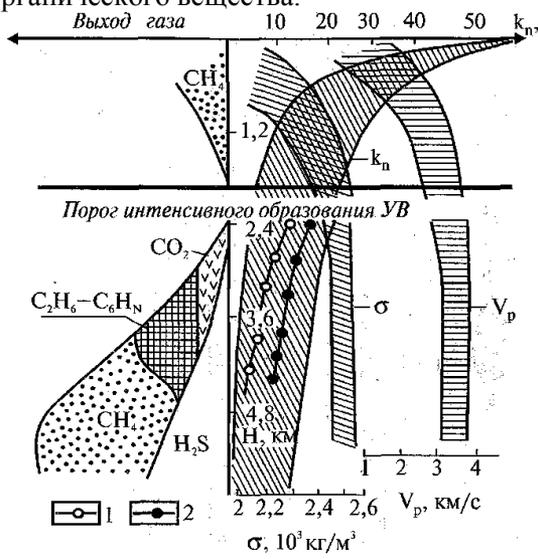


Рис. 6.2. Относительный выход газов из органического вещества глин и изменение их параметров при уплотнении (принципиальная схема).

Данные по майкопским глинам:

- 1 – чередование песчаных и глинистых слоев;
- 2 – глины на расстоянии 10–50 м от песчаных слоев

Имеются геолого-геохимические критерии условий образования углеводородов. Это прежде всего состав и цвет керогена и состав газов, изменяющихся в вертикальном разрезе седиментационных бассейнов. Интервалу нефтеобразования соответствуют оранжевый и светло-коричневый цвета органического вещества пород, атомное отношение в нем водорода к углероду – от 1,3 до 0,85. Показателем условий образования углеводородов является

Из-за значительных вариаций петрофизических свойств в зависимости от состава и конкретных условий залегания пород практически невозможно привести конкретных значений физических параметров, соответствующих границам зоны эпигенеза. Как известно, пористость глинистых пород изменяется в таком широком интервале, который определяет вариации их плотности, скорости упругих колебаний и удельного электрического сопротивления. На этом же рисунке приведены данные по майкопским глинам, показывающие, что степень уплотнения глин зависит от условий их залегания с песчаными слоями и что с учетом этих условий изменение пористости глин с глубиной становится более определенным и закономерным, как более определенным будет прогноз по физическим параметрам пород интервалов образования углеводородов в конкретных условиях седиментационных бассейнов. Здесь мы отметим закономерности самого общего плана.

Зона образования углеводородов отличается от вышележащей зоны диагенеза более высокими значениями плотности, скорости упругих колебаний и удельного электрического сопротивления всех разновидностей осадочных пород в связи с большей степенью их уплотнения, значительно более низкими градиентами изменения этих параметров с глубиной, меньшим влиянием пористости на значения названных физических параметров и меньшей их взаимной коррелируемостью, более узким диапазоном изменения физических параметров в пределах отдельных разновидностей пород. Более определенным является прогноз по физическим параметрам пластовой воды. Зоне катагенеза соответствуют значения плотности поровой воды в интервале 1,0–0,9 при минерализации 1 % $NaCl$ и удельное электрическое сопротивление $< 0,7$ Ом·м при минерализации 0,5 % $NaCl$.

Нижняя граница зоны образования углеводородов выглядит менее рельефно. Ниже зоны катагенеза органического вещества осадки в полной мере уплотнены и значения пористости пород уравновешены у всех разновидностей и мало влияют на плотность, скорость упругих колебаний и удельное электрическое сопротивление, которые в большей мере определяются минеральным составом пород. Значения этих физических параметров в среднем более высокие, чем в вышележащей зоне нефтеобразования. Скорость упругих продольных; колебаний, как правило,

превышает 4 км/с, а плотность – $2,5 \cdot 10^3$ кг/м³. В тонкозернистых породах возникает минерал-полупроводник графит, что определяет их повышенную поляризуемость. Появляются связи плотности и скорости упругих колебаний с теми физическими параметрами, которые не зависят от пористости, а определяются исключительно минеральным и элементным составом горных пород – с магнитной восприимчивостью и радиоактивностью.

Более определенной является характеристика условий образования углеводородов по физическим параметрам углей в разрезах нефтегазоносных бассейнов. Физические параметры углей зависят только от степени их метаморфизма и зольности и практически не отличаются в различных седиментационных бассейнах. В связи с закономерным и хорошо изученным изменением физических параметров углей в зависимости от степени их метаморфизма при различной зольности они могут служить надежными астрофизическими реперами условий образования углеводородов. Так, при 20 % зольности границами зоны образования углеводородов являются следующие значения физических параметров углей: $\sigma = (1,3-1,4) \cdot 10^3$ кг/м³; $v_p = 2,2-2,8$ км/с; $\rho > 100$ Ом·м. Резкое понижение удельного сопротивления углей на глубину, смена знака естественной поляризации с отрицательного на положительный и увеличение ее амплитуды будут указывать на переход через границу «катагенез – метагенез», ниже которой образование углеводородов невозможно.

Это не исключает нахождения здесь месторождений нефти и газа, если последние мигрировали сюда из менее метаморфизованных отложений, и если современная температура здесь не превышает 200 °С.

Петрофизические параметры нефтегазоносных пород

Нефть образуется в тонкозернистых глинистых отложениях, не обладающих свойствами коллекторов. Погружение осадков приводит к их уплотнению, дифференцированному в различных разновидностях: в большей мере уплотняются песчаные отложения, в меньшей – глинистые, что обусловлено наличием в них связанной воды. Это приводит к аномальным давлениям растворов в глинистых отложениях, к миграций флюидов (вода, нефть, газ) из тонкозернистых осадков в более грубозернистые и прони-

цаемые. Миграция нефти и газа в последних может привести к формированию месторождений, как только на пути этой миграции, осуществляемой под действием гравитационных сил, встанет препятствие из непроницаемых пород. Таким образом, повышение количества углеводородов может быть встречено, кроме месторождений, также в нефтематеринских породах, на путях миграции нефти и газа в залежи, а также в породах над разрушенными нефтяными и газовыми месторождениями.

Основная масса нефти и газа находится не в месторождениях, а рассеяна в горных породах. Отношение нефти, заключенной в материнской породе (так называемой микронепти), к нефти, находящейся в залежах, составляет 240:1, хотя в нефтепродуктивных районах оно может понижаться до 10:1. Обогащенность горных пород нефтью и газом в областях образования, миграции и накопления углеводородов позволяет использовать этот признак для регионального прогноза нефтегазоносности территорий, в том числе и по комплексу петрофизических характеристик. Последнее возможно в связи со значительным отличием физических параметров углеводородов не только от таковых минерального скелета горных пород, но и от физических параметров воды, заполняющей вместе с углеводородами поры пород.

На физические параметры нефтегазонасыщенных пород влияют следующие факторы: 1) литологический состав пород; 2) пористость пород; 3) температура и давление, при которых находятся породы в естественном залегании и 4) свойства флюида, насыщающего поры и трещины. В рассматриваемой проблеме влияние лишь четвертого фактора создает полезный «петрофизический сигнал», влияние остальных факторов из-за невозможности их полного учёта необходимо отнести к помехам геологического содержания, затрудняющим прогнозирование нефтегазонасыщенности пород по их физическим свойствам.

Изменение пористости породы на 10 % влечет за собой изменение скорости продольных упругих колебаний на 20–30 %.

Коэффициент нефтегазонасыщенности оказывает доминирующее влияние на удельное электрическое сопротивление породы. При его увеличении от 0 до 100 % значения ρ возрастают в сотни раз. Повышение пористости породы способствует уменьшению сопротивления в 2–3 раза; при большом нефтегазонасыщении

влияние пористости становится малозначительным. Увеличение глинистости пород незначительно понижает ее удельное электрическое сопротивление.

На плотность пород очень сильное воздействие оказывает их пористость. Это влияние для терригенных пород составляет 7–8 %, для карбонатных – 3–4 %, т. е. примерно 0,7–0,8 % от величины плотности на 1 % значений пористости. Возрастание коэффициента газонасыщения от 0 до 100 % влечет за собой понижение плотности для карбонатных пород на 2 %, для терригенных пород – на 5 %, а аналогичное увеличение коэффициента нефтенасыщения – соответственно на 0,7 и 1,6 %. Результаты показывают, что эффект нефтегазонасыщенности породы сопоставим с влиянием других геологических факторов и не может быть достоверно выявлен по плотности. Подобное же заключение можно сделать и в отношении водородосодержания, оцененного по данным нейтронного каротажа.

Модели залежи углеводородов и нефтегазоносных структур

Миграция углеводородов по пористым проницаемым породам может в благоприятных условиях привести к формированию газонефтяной залежи. Таким условием является наличие высокопористых пород коллекторов и непроницаемых покрышек. Роль последних выполняют, как правило, глинистые породы.

Породы-коллекторы подразделяются на две большие группы: терригенные, представленные в основном песчаниками и пористыми алеволитами, и карбонатные, сложенные трещинными известняками и доломитами. Средняя пористость коллекторов составляет 10–20 %, обычно большая у терригенных. Коэффициент нефтегазонасыщения достигает 70–90 %.

Залежь углеводородов имеет зональное строение по вертикали, что является результатом дифференциации флюида по плотности: самую верхнюю часть залежи занимает газ, ниже располагается нефть, еще ниже – вода. Границы между флюидами разного качества могут быть достаточно резкие, и в силу разных скоростей прохождения упругих колебаний в воде, нефти и газе – отражающими, т.е. их присутствие можно обнаружить с помощью наземной сейсморазведки. Смешиваемость флюидов увеличивается при повышении давления и температуры.

Углеводородная часть залежи характеризуется, как правило, более высокой пористостью, чем водонасыщенная. Это связано с тем, что в водонасыщенной части залежи происходят эпигенетические процессы преобразования пород – цементация, вторичное минералообразование. Все это приводит к понижению пористости пород и к «закупориванию» углеводородной части залежи. Нефть, напротив, отличается консервирующими свойствами, затормаживает эпигенетические изменения в породах. Различие пористости углеводородной и водонасыщенной частей залежи сказывается на физических свойствах пород-коллекторов. На границе с вмещающими породами и с водой углеводороды частично разрушаются с образованием твердых асфальтовых битумов с более высокими, чем у нефти, плотностью и скоростью упругих колебаний. Асфальтовая корочка уменьшает проницаемость пород и способствует «запечатыванию» нефти.

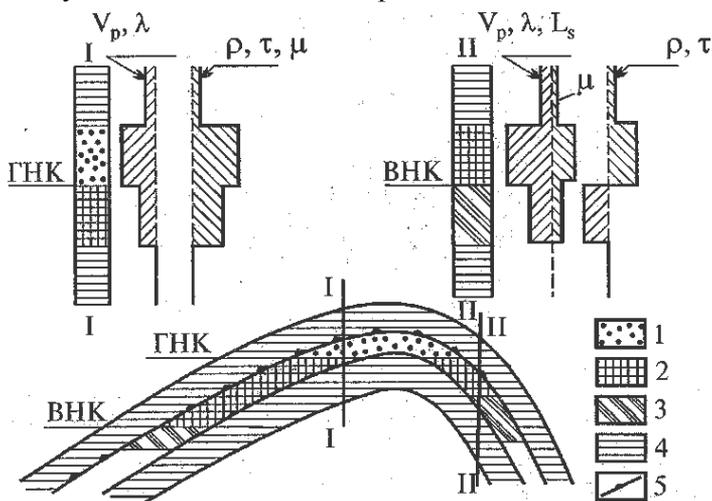


Рис. 6.4. Петрофизическая модель нефтегазовой залежи

1 – газ; 2 – нефть; 3 – вода; 4 – вмещающие породы;
5 – отражающая поверхность с максимальным поглощением упругой энергии

Относительные изменения физических параметров пород в области газонефтяной залежи следующие. Понижение плотности в нефтяной части порядка $(0,05-0,10) \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$, а в газовой –

0,05–0,15. Электрическое сопротивление нефтеносных и газонасыщенных пластов может превосходить таковое водоносных пластов в 100 и более раз, в среднем в 10 раз. В общем, удельное электрическое сопротивление воды уменьшается с глубиной, что является следствием увеличения степени минерализации и температуры. Удельное сопротивление газовых залежей несколько выше нефтяных. Величина превышения составляет первые десятки процентов.

Понижение скорости продольных волн в нефтегазовых отложениях по сравнению со скоростью водоносной части составляет в среднем 0,5 км/с, т. е. приблизительно 15–25 %. В отдельных случаях оно достигает 30–35 %. Углеводородные залежи характеризуются аномальным поглощением упругой энергии. Эффективный коэффициент поглощения в водоносной части составляет первые единицы 10^{-3} м^{-1} , а в нефтегазовой увеличивается в 10 и более раз. Увеличение поглощения приводит к частотной дисперсии скоростей в районе до нескольких процентов.

Изменение ядерно-физических свойств пород обязано изменению водородосодержания (длина замедления нейтронов), минерализации влаги (время жизни теплового нейтрона), а также изменениям плотности и пористости, влияющим на ядерно-физические свойства, включая коэффициент поглощения гамма-излучения. В случае пресных вод различие в водо- и нефтенасыщенных частях сохраняется за счет разной пористости. Различие в теплопроводности пород связано с понижением этого параметра в ряду «минеральный скелет – вода – нефть – газ».

Для нефтяной залежи характерно повышение поляризуемости пород до двух-трех и более раз по сравнению с водонасыщенными породами. Повышение поляризуемости связано с воздействием углеводов на вмещающие железосодержащие породы, а также с присутствием в составе газа сероводорода, в результате чего в восстановительной обстановке углеводородной залежи образуется пирит. Возможно восстановление гематита до магнетита и увеличение магнитной восприимчивости пород. В целом для магнитных свойств не выявлено каких-либо устойчивых закономерностей. Возможно слабое понижение магнитной восприимчивости пород в нефтеносном пласте за счет того, что нефть – диамагнетик, заметное лишь в случае слабомагнитных разностей вмещаю-

щих пород. В целом для водонефтегазонасыщенных пород характерно пониженное отношение скоростей поперечных и продольных волн.

Аккумуляция нефти и газа в залежи предполагает специфическую литолого-структурную ситуацию. Сами углеводороды характеризуются аномальными физическими свойствами, способностью к миграции, вызывают минералогические изменения в породе. Результатом всего этого является особая физико-геологическая и петрофизическая обстановка, в районе нефтегазоносной структуры.

Вывод по лекции. Скопление углеводородов значительно изменяет физические свойства пород.

Вопросы для самопроверки

1. Охарактеризуйте физические свойства пластовых флюидов.
2. Что является термодинамическими условиями образования нефти и газа?
3. Как изменяет физические свойства породы аккумуляция в них нефти и газа?

ЛИТЕРАТУРА И ИНТЕРНЕТ-РЕСУРСЫ

1. Ржевский В. В., Новик Г. Я. Основы физики горных пород: учебник. 5-е изд. М.: Книжный дом «Либроком», 2010. 360 с.
2. Ерофеев Л. Я., Вахромеев Г. С., Зинченко В. С., Номоконова Г. Г. Физика горных пород: учебник для вузов. Томск: Изд-во ТПУ, 2006. 520 с.
3. Добрынин В. М., Вендельштейн Б. Ю., Кожевников Д. А. Петрофизика (физика горных пород): учебник для вузов. М.: Нефть и газ; РГУ нефти и газа им. И. М. Губкина, 2004. 368 с.: ил.
4. Зинченко В. С. Петрофизические основы гидрогеологической и инженерно-геологической интерпретации геофизических данных: учеб. пособие / Рос. гос. геологоразвед. ун-т им. С. Орджоникидзе. М.; Тверь: Изд-во АИС, 2005. 387 с.
5. Петрофизика: учебник для вузов / Г. С. Вахромеев, Л. Я. Ерофеев, В. С. Канайкина, Г. Г. Номоконова. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1997. 462 с.
6. Кобранова В. Н. Петрофизика: учебник для вузов. 2-е изд., перераб. и доп. М.: Недра, 1986.
7. <http://www.geokniga.org/inboxes> – Геологический портал GeoKniga.
8. <http://oilcraft.ru/load/2> – нефтегазовый портал.
9. <http://ansatte.uit.no/webgeology/>

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Раздел I. ПОРИСТОСТЬ	6
1. Происхождение, форма, размер, взаимосвязь пор, виды пористости.....	6
2. Коэффициент общей пористости, гранулометрический состав и глинистость горных пород.....	13
3. Поровый состав, поверхность порового пространства....	20
Раздел II. ВЛАЖНОСТЬ, ВЛАГОЕМКОСТЬ, ДВОЙНОЙ СЛОЙ	24
4. Структура воды в горных породах.....	24
5. Влагоемность и влагоотдача горных пород	33
6. Эффективная и динамическая пористость, нефте- и газонасыщение.....	38
Раздел III. ПРОНИЦАЕМОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД	44
7. Абсолютная, фазовая и относительная проницаемости	44
8. Классификация пород и коллекторов.....	48
РАЗДЕЛ IV. ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА	53
9. Электропроводность водо-, нефте- и газонасыщенных пород.....	53
10. Естественная поляризация горных пород.....	59
11. Ядерно-магнитные свойства.....	63
Раздел V. ИСКУССТВЕННАЯ РАДИОАКТИВНОСТЬ В ГЕОФИЗИКЕ	68
12. Понятие сечения взаимодействия.....	68
13. Взаимодействие гамма-квантов с породами.....	72
14. Взаимодействие нейтронов с горными породами.....	80
Раздел VI. ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ КЛАССИФИКАЦИИ И МОДЕЛИ	88
15. Петрофизические классификации и модели.....	88
16. Петрофизические модели месторождений нефти и газа.....	94
Литература и интернет-ресурсы	109

Учебное издание

Зеливянская Ольга Евгеньевна

ПЕТРОФИЗИКА

УЧЕБНОЕ ПОСОБИЕ

Редактор, технический редактор Н. Б. Копнина
Компьютерная верстка И. А. Басараба

Подписано в печать 20.03.2015

Формат 60x84 1/16
Бумага офсетная

Усл. п. л. 6,45
Заказ 467

Уч.-изд. л. 4,98
Тираж 35 экз.

Отпечатано в издательско-полиграфическом комплексе
ФГАОУ ВПО «Северо-Кавказский федеральный университет»
355029 г. Ставрополь, пр-т Кулакова