

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
Федеральное государственное автономное
образовательное учреждение высшего образования
«ПЕРМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

В. А. Гершанок, А. И. Губина

ГЕОФИЗИКА

ЯДЕРНАЯ ГЕОФИЗИКА И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ СКВАЖИН

Часть I

Под редакцией В. И. Костицына

*Допущено методическим советом
Пермского государственного национального
исследовательского университета в качестве
учебного пособия для аспирантов,
обучающихся по направлению
«Науки о Земле»*



Пермь 2021

УДК 550.835+550.832
ББК 26.2я73
Г42

Гершанок В. А.

Г42 Геофизика. Ядерная геофизика и геофизические методы исследования скважин : учебное пособие / В. А. Гершанок, А. И. Губина / под ред. В. И. Костицына ; Пермский государственный национальный исследовательский университет. – Пермь, 2021. – Ч. 1. – 136 с.

ISBN 978-5-7944-3641-9

Рассмотрены физические и геологические основы методов ядерной геофизики и геофизических исследований скважин, источники природной и техногенной радиоактивности, аппаратура и оборудование, обработка, интерпретация и геологическое истолкование геофизических результатов.

Учебное пособие предназначено для аспирантов, обучающихся по научной специальности «Геофизика, геофизические методы поисков полезных ископаемых». Может быть использовано студентами при выполнении курсовых и выпускных квалификационных работ (направление «Геология», профиль «Геофизика», специальность «Технология геологической разведки», направление «Геология», магистерская программа «Геофизические методы исследования земной коры»).

УДК 550.835+550.832
ББК 26.2я73

*Печатается по решению ученого совета геологического факультета
Пермского государственного национального исследовательского университета*

Рецензенты: ПАО «Пермнефтегеофизика» (директор по промышленной геофизике – канд. техн. наук, доцент **А. В. Шумилов**);

профессор кафедры «Безопасность жизнедеятельности» Пермского национального исследовательского политехнического университета, д-р техн. наук **Г. А. Цветков**

Учебное издание

Гершанок Валентин Александрович, Губина Августа Ивановна
Под редакцией **Костицына Владимира Ильича**

Редактор *Л. Г. Подорова*
Корректор *Л. И. Иванова*
Компьютерная верстка:

Н. М. Ржевситина
Дизайн обложки: *И. В. Сибикина*

Издательский центр ПГНИУ.
614990. Пермь, ул. Букирева, 15.

Типография ПГНИУ
Подписано в печать 02.06.2021. Формат 60x8/16
Усл. печ. л. 7,9. Тираж 100 экз. Заказ 97

ISBN 978-5-7944-3641-9

© ПГНИУ, 2021
© Гершанок В. А., Губина А. И., 2021

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
1. ЯДЕРНАЯ ГЕОФИЗИКА	7
1.1. Сравнительная характеристика излучений.....	7
1.2. Основной закон радиоактивного распада.....	16
1.3. Радиоактивные равновесия.....	18
1.4. Радиоактивные семейства, основные излучатели семейств. Одиночные радиоактивные элементы.....	20
1.5. Радиоактивность магматических, осадочных, метаморфических пород, почв.....	25
1.6. Основные природные и техногенные источники радиоактивности. Единицы измерения. Роль отдельных источников в радиационной нагрузке на человека.....	27
1.7. Методы измерения радиоактивности. Детекторы излучений, их достоинства и недостатки.....	32
1.8. Радиометрические методы.....	40
1.8.1. Теоретические основы гамма-методов.....	40
1.8.2. Аэрогамма-съёмка.....	50
1.8.3. Автогамма-съёмка.....	52
1.8.4. Пешеходная гамма-съёмка.....	53
1.8.5. Эманационная съёмка.....	54
1.9. Ядерно-геофизические методы.....	58
1.9.1. Гамма-гамма метод.....	60
1.9.2. Рентгенорадиометрический метод.....	63
1.9.3. Метод ядерного гамма-резонанса.....	65
1.9.4. Фотонейтронный (гамма-нейтронный) метод... ..	66
1.9.5. Нейтрон-нейтронный метод.....	68
1.9.6. Нейтронный гамма-метод.....	70
1.9.7. Активационный анализ.....	71
1.9.8. Ядерно-магнитный каротаж.....	72
1.10. Определение абсолютного возраста горных пород... ..	74
Контрольные вопросы.....	78
2. ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ СКВАЖИН	81
2.1. Скважина – объект геофизических исследований.....	81
2.2. Виды геофизических работ, выполняемых в скважинах.....	84
2.3. Классификация методов ГИС. Физические основы методов.....	85

2.4. Измерительные установки (зонды), аппаратура и оборудование для проведения ГИС.....	91
2.5. Прямые и обратные задачи геофизических методов исследования скважин.....	114
2.6. Особенности влияния скважины на показания методов ГИС, вертикальные и радиальные характеристики зондов.....	115
2.7. Обработка и интерпретация каротажных диаграмм.....	116
2.8. Индивидуальная и комплексная интерпретация. Понятие комплекса методов ГИС. Сводная интерпретация данных ГИС.....	118
2.9. Применение данных каротажа при поисках, разведке и разработке месторождений жидких и твердых полезных ископаемых.....	124
2.10. Методы контроля разработки месторождений.....	124
2.11. Использование методов ГИС при региональных работах.....	132
Контрольные вопросы.....	133
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	136

ВВЕДЕНИЕ

Содержание учебного пособия включает два геофизических метода: ядерную геофизику и геофизические методы исследования скважин. Подбор методов не является случайным, т.к. оба метода тесно связаны между собой. Рассмотрены последние теоретические и технические достижения методов, оригинальные методики исследования скважин, обработки и интерпретации геофизических данных, но пособие не перегружено информацией, уже известной по предыдущим этапам обучения. Уделено достаточно внимания возможностям методов при решении широкого круга геологических задач, их специфическим особенностям, возможностям изучения вещественного состава и физических свойств горных пород в условиях естественного залегания.

С помощью методов ядерной геофизики ведутся поиски как радиоактивных полезных ископаемых, так и многих нерадиоактивных, в том числе большинства металлов (черных, цветных, благородных), редких элементов, изучается вещественный состав горных пород, их физические свойства, проводится геологическое картирование, исследуются зоны тектонических разломов и нарушений, определяется абсолютный возраст горных пород и Земли в целом, решаются гидрогеологические, инженерно-геологические, экологические задачи.

Геофизические исследования скважин позволяют проводить литологическое расчленение разреза, выделять коллекторы, оценивать характер их насыщенности, выполнять корреляцию разреза, проводить подсчет запасов и контролировать разработку месторождений. При решении геологических задач в комплекс ГИС необходимо включать методы, содержащие информацию об основных свойствах породы: пористости, глинистости, проницаемости, нефтегазонасыщенности. Совокупность методов определения пористости (акустический метод, нейтронные методы), глинистости (гамма-метод), насыщенности флюидом (метод бокового каротажного зондирования) позволяет проводить литологическое расчленение разреза, выделять коллекторы, оценивать характер их насыщенности, выполнять корреляцию разреза и др. Причем, чем сложнее геологический разрез, тем больше методов требуется включать в комплекс ГИС для его изучения, тем сложнее обработка и интерпретация геофизических данных.

Эффективность методов ядерной геофизики и геофизических исследований скважин ярко проявляется при решении задач нефтегазовой геологии, при этом выявляются ранее «пропущенные» небольшие продуктивные пласты. Применение методов позволяет уменьшить

потерю полезных ископаемых при их разработке, производить более полное и комплексное извлечение их из недр.

Учебное пособие способствует формированию у аспирантов необходимых общепрофессиональных и профессиональных компетенций, умению отслеживать тенденции и направления развития современных эффективных технологий ядерной геофизики и геофизических исследований скважин.

Пособие написано на основе многолетнего педагогического опыта, полученного на кафедре геофизики Пермского государственного национального исследовательского университета.

Раздел 1 «Ядерная геофизика» написан доктором технических наук, профессором В.А. Гершанок, раздел 2 «Геофизические методы исследования скважин» – доктором геолого-минералогических наук, профессором А.И. Губиной.

Авторы благодарят рецензентов – профессора кафедры «Безопасность жизнедеятельности» горно-нефтяного факультета Пермского национального исследовательского политехнического университета, доктора технических наук Г.А. Цветкова и директора ПАО «Пермнефтегеофизика» по промысловой геофизике, кандидата технических наук А.В. Шумилова.

1. ЯДЕРНАЯ ГЕОФИЗИКА

Ядерно-геофизические методы основаны на изучении как естественной радиоактивности горных пород (радиометрические), так и искусственно созданной при облучении пород источниками гамма-квантов или нейтронов (ядерные). Методы занимают в комплексе геолого-геофизических работ одно из ведущих мест. Они включают ряд самостоятельных методов и позволяют не только обнаруживать повышенные концентрации элементов, в том числе и нерадиоактивных, но и оперативно получать количественные оценки их содержания.

1.1. Сравнительная характеристика излучений

Радиоактивные излучения являются следствием распада радиоактивных ядер и состоят из трех самостоятельных излучений: альфа-частиц (α -частиц), бета-частиц (β -частиц) и гамма-лучей (γ -лучей). Радиоактивный распад сопровождается также образованием элементарных нейтральных частиц – нейтронов.

Альфа-частицы представляют собой ядра гелия и состоят из двух протонов и двух нейтронов, т.е. имеют двойной положительный заряд и обладают массой в 4 атомные единицы. Скорость α -частиц составляет 5 % от скорости света (15000 км/с). Обладая большой массой и скоростью, α -частицы имеют высокую энергию. У естественных излучателей она колеблется в интервале 4–10 МэВ, причем энергетический спектр излучения дискретный, т.е. каждый α -излучатель излучает частицы конкретной энергии.

Альфа-частицы имеют наиболее высокую, по сравнению с другими излучениями, удельную ионизирующую способность (создавать ионизацию на единице пути пробега), а вместе с этим и наиболее высокую химическую и биологическую активности. Ионизацией называется процесс превращения нейтральных атомов в активные ионы. Общую ионизацию I , т.е. количество пар образовавшихся ионов на всем пути пробега α -частицы, можно определить по эмпирической формуле

$$I = 6,25 \cdot 10^4 \cdot R_0^{2/3}, \quad (1.1)$$

где R_0 – длина пробега α -частицы в воздухе (в см).

Ионизирующая способность α -частиц не одинаковая на всей длине их пробега. Эту зависимость характеризует кривая Брэгга (рис.

1.1), которая показывает, что максимальная ионизирующая способность наблюдается в конце пробега частицы. В связи с этим при регистрации α -частиц необходимо использовать всю длину их пробега.

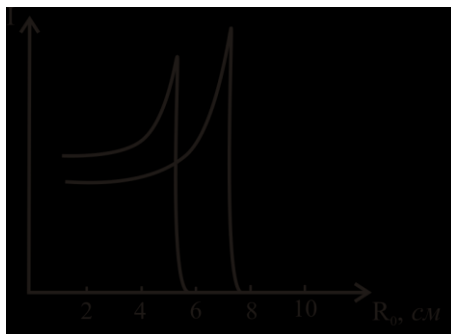


Рис. 1.1. Кривые Брэгга

Большие размеры и масса α -частиц приводят к тому, что их траектория движения прямолинейна, а длина пробега наименьшая по сравнению с другими излучениями и зависит от энергии частиц. Для воздуха длина пробега R_0 определяется по эмпирической формуле

$$R_0 = 0,318 \cdot E^{3/2}. \quad (1.2)$$

Длина пробега частиц в воздухе в среднем составляет порядка 4–6 см и лишь у некоторых излучателей достигает 10 см. Проникновение R частиц в твердое вещество ничтожно мало, и его можно оценить по эмпирической формуле Брэгга – Климана

$$R = 3 \cdot 10^{-4} \cdot R_0 \frac{\sqrt{A}}{\sigma}, \quad (1.3)$$

где A – атомный вес, σ – плотность вещества.

α -частицы не могут проникнуть через фольгу, пластину слюды, кальку, кожу человека и другие тонкие материалы.

Испускание α -частицы приводит к тому, что образовавшийся при этом новый элемент перемещается в периодической системе на 2 места назад, уменьшая атомный вес на 4 единицы. Альфа-распаду подвержены в основном ядра элементов с зарядом ядра более 82. Среди

всех радиоактивных ядер таких около 10 %. Ядра более легких элементов α -распад испытывают редко.

После своей остановки α -частица присоединяет на электронную оболочку два электрона и становится нейтральным атомом гелия ${}^4_2\text{He}$. Изучение содержаний гелия с целью обнаружения альфа-излучателей не эффективно из-за его высокой миграционной способности.

Бета-частицы представляют собой поток элементарно заряженных отрицательных частиц электричества – электронов. Некоторые искусственные радиоэлементы излучают положительно заряженные элементарные частицы – позитроны. Для конкретизации частиц их часто обозначают β^- и β^+ .

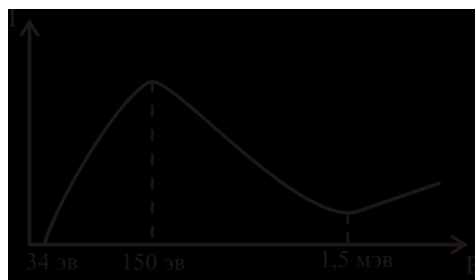


Рис. 1.2. Ионизирующая способность β -частиц в зависимости от их энергии

Масса частиц очень мала, она в 7000 раз меньше массы α -частицы. Скорость частиц может изменяться от нуля до скорости света, т.е. является переменной, в связи с чем их энергетический спектр непрерывен. Максимальная энергия частиц естественных излучателей может достигать 3,2 МэВ.

Удельная ионизирующая способность гораздо меньше (на два порядка), чем у α -частиц и зависит от энергии (рис. 1.2).

При прохождении через вещество β -частицы взаимодействуют как с электронами, так и с ядрами атомов, рассеиваются и постепенно поглощаются. Общее поглощение происходит по экспоненциальному закону

$$I = I_0 \cdot e^{-\mu d}, \quad (1.4)$$

где I_0 – интенсивность излучения до входа в вещество толщиной d и линейным коэффициентом поглощения μ .

Проникающая способность β -частиц в воздухе составляет 10 – 12 м, а проникновение в твердое вещество не более 1 см.

Бета-излучение происходит в том случае, если в ядре нейтрон превращается в протон. При этом образуется β^- -частица, которая выделяется из ядра, и новый элемент с той же массой, что и исходный, с зарядом на единицу большим.

У искусственных радиоактивных элементов, наоборот, может происходить переход протона в нейтрон и тогда выделяется позитрон, а новый элемент, сохраняя массу, теряет одну единицу заряда, перемещаясь на одно место назад.

Некоторые ядра способны захватывать электрон с одной из внутренних орбит (электронный захват), и тогда также происходит превращение протона в нейтрон, а новый элемент отодвигается на одно место назад.

Кроме электрона или позитрона при β -превращениях испускается также электрически нейтральная частица с нулевой массой – нейтрино (при β^+ -распаде и электронном захвате) или антинейтрино (при β^- -распаде).

Бета-частицы характеризуются значительно меньшей химической и биологической активностью, чем альфа-частицы.

Тот или иной вид β -распада испытывают около 85 % всех известных радиоактивных ядер, из них 50 % испытывают β^- -распад.

Для определения стабильности ядра к β -распаду существует эмпирическая формула

$$Z = \frac{A}{1,98 + 0,015 A^{2/3}}, \quad (1.5)$$

где Z – заряд ядра, A – его масса. Ядро является радиоактивным, если соотношение (1.5) нарушено. Однако оно в точности не соблюдается ни для каких атомов, что можно объяснить неточностью подобранных в формуле коэффициентов либо отсутствием в природе стабильных атомов (некоторые атомы мы считаем стабильными из-за слишком большого периода их полураспада).

Гамма-лучи представляют собой поток электромагнитного излучения с длиной волны $10^{-9} - 10^{-12}$ см, т.е. меньшей, чем размер атома (10^{-8} см), но большей, чем размер ядра ($10^{-12} - 10^{-13}$ см). При γ -излучении превращения элемента в другой элемент не происходит. Оно сопутствует α - или β -распадам и обусловлено взаимодействием нуклонов ядра с его электромагнитным полем. Гамма-лучи обладают как волновыми свойствами, так и корпускулярными.

Энергия γ -квантов определяется из соотношения

$$E_{\gamma} = h \cdot \nu, \quad (1.6)$$

где $h = 6,62 \cdot 10^{-27}$ эрг·с – постоянная Планка; ν – частота колебания.

Энергетический спектр γ -излучения дискретный, как и у α -излучения (рис. 1.3). Используя это свойство, на практике проводят спектрометрический анализ, т.е. раздельное определение радиоактивных элементов и их концентрации. Энергия γ -квантов естественных радиоактивных элементов находится в интервале 0,05–2,6 МэВ.

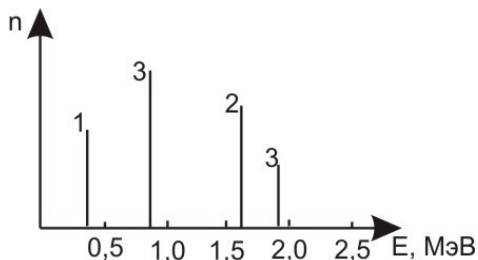


Рис. 1.3. Энергетический спектр γ -излучателей

Удельная ионизирующая способность, а также химическое и биологическое воздействие γ -лучей наиболее низкие по сравнению с другими видами излучений. Само γ -излучение ионизацию не производит, а передает свою энергию электронам, которые и производят ионизацию.

За счет взаимодействия γ -квантов с электронами и ядрами атомов при прохождении через вещество интенсивность излучения ослабевает. Среди многих видов взаимодействия наиболее распространены следующие: фотоэффект (фотоэлектрическое поглощение),

эффект Комптона (Комптон-эффект), образование электрон-позитронных пар (образование пар).

Фотоэффект – взаимодействие γ -кванта с электроном атома, в результате чего γ -квант поглощается и исчезает. Эффект возможен только для γ -квантов с энергией $E_\gamma \leq 0,5$ МэВ. Его вероятность зависит от вещественного состава горных пород, и это свойство используется на практике для их поэлементного анализа.

Эффект Комптона – взаимодействие γ -квантов со свободными электронами (или электронами последних оболочек атома). При взаимодействии γ -квант теряет часть своей энергии, а оставшаяся часть продолжает существовать до следующего взаимодействия. Эффект возможен для γ -квантов любых энергий, но более вероятен для средних (0,5–1,5 МэВ). Вероятность эффекта зависит от плотности среды, поэтому используется для ее изучения.

Эффект образования электрон-позитронных пар возможен для γ -квантов с энергией $E_\gamma \geq 1,02$ МэВ и заключается в поглощении кванта ядром атома.

Вероятность, с которой может произойти тот или иной вид взаимодействия, называют эффективным поперечным сечением взаимодействия, которое измеряется единицей «барн» (от англ. *barn* – амбар), 1 барн = 10^{-24} см²/ядро.

Любые виды взаимодействия суммарно приводят к постепенному уменьшению энергии и количества γ -квантов, т.е. интенсивность I излучения уменьшается ($I = E_\gamma \cdot n$). Уменьшение интенсивности происходит по экспоненциальному закону

$$I = I_0 \cdot e^{-\mu x}, \quad (1.7)$$

где I_0 – интенсивность до входа в поглощающую среду, имеющую линейный коэффициент поглощения μ и толщину x (рис. 1.4).

Выражение (1.7) можно представить в другом виде:

$$\ln I = -\mu x + \ln I_0 \quad (1.8)$$

и использовать его для определения μ (рис. 1.5).

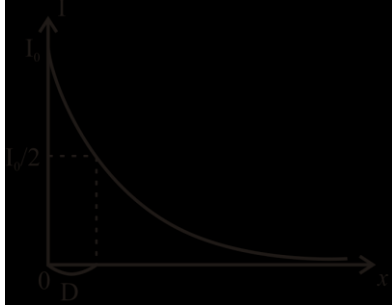


Рис. 1.4. Изменение интенсивности γ -излучения в зависимости от толщины поглощающего слоя

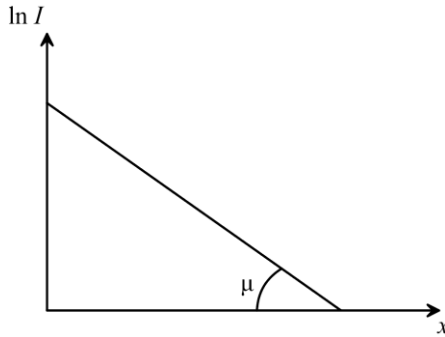


Рис. 1.5. График $\ln I = f(x)$

Слой, поглощающий половину энергии γ -излучения, называют слоем половинного поглощения (ослабления). Его толщина D зависит от μ :

$$D = \frac{0,693}{\mu}. \quad (1.9)$$

Формула (1.9) также позволяет определить μ .

В более плотных средах величина μ повышается и γ -кванты поглощаются сильнее, что иллюстрирует табл. 1.1.

Таблица 1.1

Значения плотности и толщины D в различных средах

Среда	Плотность, $\rho/\text{см}^3$	Толщина D
Воздух	0,001293	150–200 м
Вода	1,0	20–25 см
Почва	1,2–1,4	14–15 см
Известняк	2,3–2,5	10–11 см
Гранит	2,6–2,7	7–8 см
Бетон (тяжелый)	2,7–2,8	5–6 см
Железо	7,86	2,4–2,5 см
Свинец	11,34	1,3–1,4 см

Практически полное поглощение γ -излучения произойдет в слое $l = 10D$ или $l = \frac{1}{\mu}$.

Поглощение в среде зависит от энергии γ -квантов. В табл. 1.2 приведены величины коэффициента линейного поглощения для γ -квантов различных энергий.

Таблица 1.2

Коэффициенты линейного поглощения γ -квантов различных энергий, см^{-1}

E , МэВ	Свинец	Железо	Алюминий	Графит	Вода	Воздух, $\cdot 10^{-5}$
0,2	11,1	1,15	0,328	0,277	0,137	15,9
0,3	4,43	0,865	0,280	0,241	0,119	13,8
0,5	1,80	0,661	0,227	0,196	0,097	11,2
1,0	0,798	0,471	0,165	0,143	0,028	8,21
1,5	0,591	0,382	0,135	0,117	0,058	6,68
2,0	0,518	0,334	0,116	0,100	0,049	5,74

Линейный коэффициент поглощения связан с массовым коэффициентом поглощения c_0 соотношением

$$c_0 = \frac{\mu}{\sigma}, \quad (1.10)$$

где σ – плотность среды.

Нейтроны широко используются в ядерной геофизике для облучения горных пород и создания искусственной радиоактивности. Они входят в состав ядер, а в свободном состоянии встречаются редко, т.к. являются радиоактивными и распадаются с периодом полураспада 11,7 мин., переходя в протон и испуская электрон. Кроме того, свободные нейтроны захватываются и поглощаются ядрами некоторых элементов, называемых нейтронопоглощающими. К ним относятся бор, хлор, кадмий, самарий, гадолиний, золото и многие другие (табл. 1.3). Способность ядра захватить нейтрон характеризуется сечением захвата σ_3 , выражаемым в барнах.

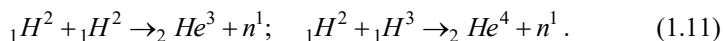
Таблица 1.3

**Некоторые основные аномальные поглотители
тепловых нейтронов (по Ю.И. Горбачеву)**

Элемент	Среднее содержание в осадочных породах, г/т	σ_3
Гадолиний, ${}_{64}Gd$	4,5	49000
Самарий, ${}_{62}Sm$	5,25	5800
Кадмий, ${}_{48}Cd$	0,3	2450
Бор, ${}_5B$	110	760
Ртуть, ${}_{80}Hg$	0,023	375
Гафний, ${}_{72}Hf$	6,0	102
Золото, ${}_{79}Au$	0,001	99
Литий, ${}_3Li$	60	71
Хлор, ${}_{17}Cl$	–	33

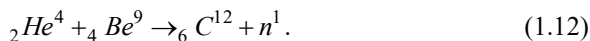
Небольшое количество нейтронов содержится в космических лучах. Образуются они также при распаде ядер некоторых тяжелых элементов и при облучении горных пород α -частицами, образующимися при распаде естественных радиоэлементов.

На практике нейтроны получают с помощью специальных генераторов, в которых дейтерий разгоняется электрическим полем высокой напряженности и бомбардирует мишени, насыщенные дейтерием или тритием:



Вторая реакция используется чаще, т.к. выход нейтронов получается более высокий.

Нейтроны получают также, используя воздействие естественных α -излучателей (Po, Ra, Pu) на бериллий или бор:



В зависимости от энергии нейтроны условно делятся на группы:

- быстрые ($E \geq 0,5$ МэВ);
- промежуточные (1–500 кэВ);
- медленные ($E \leq 1$ кэВ);
- резонансные (1–100 эВ);
- надтепловые ($E \approx 0,05$ эВ);
- тепловые ($E \approx 0,025$ эВ);
- холодные ($E \leq 0,025$ эВ).

С энергией нейтронов связана скорость V их распространения в веществе:

$$V = 1,38 \cdot 10^6 \cdot \sqrt{E}. \quad (1.13)$$

При прохождении нейтронов через вещество (среду) они сталкиваются с ядрами элементов и уменьшают свою энергию, т.е. замедляются. Достигнув энергии тепловых нейтронов, они поглощаются ядрами нейтронопоглощающих элементов. Наибольшая потеря энергии происходит при столкновении нейтрона с ядром водорода, имеющим равную с ним массу. Таким образом, водород является аномально высоким замедлителем нейтронов, и это свойство используется для изучения водородосодержания и различных физических свойств горных пород (коэффициентов пористости, нефте-, газо-, водонасыщенности и др.).

Свойство нейтронов поглощаться ядрами нейтронопоглощающих элементов используется для обнаружения таких элементов.

1.2. Основной закон радиоактивного распада

Скорость радиоактивного распада, приводящего к появлению радиоактивных излучений, подчиняется строгому закону, открытому в 1902 г. Резерфордом и Содди. Они установили, что число распадаю-

щихся за малый промежуток времени dt атомов dN пропорционально имеющемуся их количеству N и промежутку времени:

$$dN = -\lambda N dt, \quad (1.14)$$

где λ – коэффициент пропорциональности, а знак «минус» указывает на уменьшение количества атомов при распаде.

Выражение (1.14) позволяет определить скорость распада или активность данного количества атомов:

$$\frac{dN}{dt} = |\lambda N|, \quad (1.15)$$

а полученное выражение – понять физический смысл коэффициента λ :

$$\lambda = \frac{dN/dt}{N}, \quad (1.16)$$

который представляет собой скорость распада или вероятность распада одного атома, называемую постоянной радиоактивного распада.

Постоянная радиоактивного распада для каждого радиоактивного элемента, по которой элементы идентифицируют, строго индивидуальна. Поскольку процесс радиоактивного распада происходит в атомном ядре, то на его скорость практически невозможно повлиять. В частности, она остается постоянной при увеличении давления до 10^5 атмосфер, изменении температуры в диапазоне от -273° до $+6000^\circ\text{C}$, при увеличении ускорения силы тяжести в 20 000 раз, при наличии электрических или магнитных полей высокой напряженности и т.д. Это свойство легло в основу определения абсолютного возраста горных пород и в целом сверхточного измерения времени.

Решая уравнение (1.15) относительно N , получим количество атомов, оставшихся нераспавшимися спустя время t :

$$N = N_0 \cdot e^{-\lambda t}, \quad (1.17)$$

где N_0 – количество атомов при времени $t = 0$.

Для характеристики радиоактивного изотопа часто используют две другие константы: период полураспада T (время, за которое рас-

падется половина имеющихся атомов) и среднее время жизни τ атома. Обе эти константы связаны с постоянной распада следующими соотношениями:

$$T = \frac{\ln 2}{\lambda} = \frac{0,693}{\lambda}; \quad \tau = \frac{1}{\lambda}. \quad (1.18)$$

1.3. Радиоактивные равновесия

В природе часто встречается, что при распаде радиоактивного элемента вновь образовавшийся элемент оказывается не стабильным, а также радиоактивным и распадается со своей скоростью. В этом случае первый элемент называют материнским (его параметры будем сопровождать индексом «1»), а вновь образовавшийся – дочерним (индексом «2»). Количество материнского элемента в любой момент времени определяется по формуле (1.17).

Количество дочернего элемента будет зависеть не только от скорости его распада, но и от скорости распада материнского, т.к., распадаясь, он образует дочерний. Его количество определяется по формуле

$$N_2 = N_{02} \cdot e^{-\lambda_2 t} + \frac{\lambda_1 \cdot N_{01}}{\lambda_2 - \lambda_1} (e^{-\lambda_1 t} - e^{-\lambda_2 t}). \quad (1.19)$$

Из формулы (1.19) следует, что если материнский элемент распадается быстрее дочернего, то спустя некоторое время он полностью распадется и будет существовать только дочерний. Если, наоборот, быстрее распадается дочерний элемент, то оба элемента будут существовать совместно вплоть до полного распада материнского. При этом могут иметь место два случая:

1) постоянные распада элементов различаются незначительно. Тогда при достаточно длительном времени определяющим будет следующее соотношение:

$$\frac{N_2}{N_1} = \frac{\lambda_1}{\lambda_2 - \lambda_1} = const, \quad (1.20)$$

т.е. отношение дочернего элемента к материнскому становится постоянным и не изменяется со временем. Такое состояние материнского и дочернего веществ называется подвижным радиоактивным равновеси-

ем. Время установления подвижного равновесия приближенно можно определить по формуле

$$t_{\text{подв.равн.}} = 10 \frac{T_1 \cdot T_2}{T_1 - T_2}. \quad (1.21)$$

2) постоянная распада материнского элемента значительно меньше, чем дочернего. В этом случае из формулы (1.20) вытекает, что

$$N_1 \lambda_1 = N_2 \lambda_2, \quad (1.22)$$

т.е. скорости распада оказываются равными. Такое состояние материнского и дочернего элементов называют устойчивым или вековым радиоактивным равновесием. При вековом равновесии имеем

$$\frac{N_1}{N_2} = \frac{\lambda_2}{\lambda_1} = \frac{T_1}{T_2}.$$

Примером векового равновесия является равновесие между материнским элементом U^{238} ($T = 4,51 \cdot 10^9$ лет) и дочерним Ra^{226} (1600 лет). При вековом равновесии с 1 г U^{238} находится в равновесии $3,4 \cdot 10^{-7}$ г Ra^{226} . Это соотношение принимают за 100 %-ное равновесие. Из-за разных геохимических особенностей урана и радия оно часто нарушается. Для характеристики фактического соотношения элементов вводится понятие коэффициента радиоактивного равновесия K_{pp} :

$$K_{pp} = \frac{Ra/U}{3,4 \cdot 10^{-7}} \cdot 100\%. \quad (1.23)$$

Если $K_{pp} \leq 100\%$, то равновесие смещено в сторону недостатка радия (избытка урана), если $K_{pp} \geq 100\%$, то в сторону избытка радия (недостатка урана).

1.4. Радиоактивные семейства, основные излучатели семейств. Одиночные радиоактивные элементы

Многие естественные радиоактивные элементы входят в состав своеобразных цепочек, в которых каждый последующий элемент образуется в результате распада предыдущего. Такие цепочки получили название радиоактивных семейств, названия которым даны по их родоначальникам. Периоды полураспада родоначальников наибольшие по сравнению с рядовыми членами и соизмеримы с возрастом Земли, что обуславливает существование всего семейства. Периоды полураспада рядовых членов находятся в очень большом интервале – от тысячелетий до долей секунды.

В природе существуют члены трех семейств радиоактивных элементов и еще одно семейство может быть получено искусственно, а самостоятельно в природе не встречается, т.к. период полураспада его родоначальника Np^{237} несоизмеримо меньше возраста Земли (табл. 1.4).

Таблица 1.4

Радиоактивные семейства

Семейство	Родоначальник	Т _{родонач.} , лет	Атомные веса
Ториевое (природное)	Th^{232}	$13,9 \cdot 10^9$	232–208
Нептуниевое (получено искусственно)	Np^{237}	$2,25 \cdot 10^6$	237–209
Уранорадиевое (природное)	U^{238}	$4,51 \cdot 10^9$	238–206
Актиноурановое (природное)	U^{235}	$0,713 \cdot 10^9$	235–207

Атомные веса членов семейств определяются соответственно выражений:

- для ториевого – $4n$ (n изменяется от 58 до 52);
- для нептуниевое – $4n+1$ (от 59 до 52);
- для уранорадиевое – $4n+2$ (от 59 до 51);
- для актиноурановое – $4n+3$ (от 58 до 51).

В двух семействах – уранорадиевом и актиноурановом – родоначальники являются изотопами одного элемента – урана. Природное

соотношение этих изотопов стабильно и равно $\frac{U^{235}}{U^{238}} = \frac{1}{139}$, т.е. изотоп

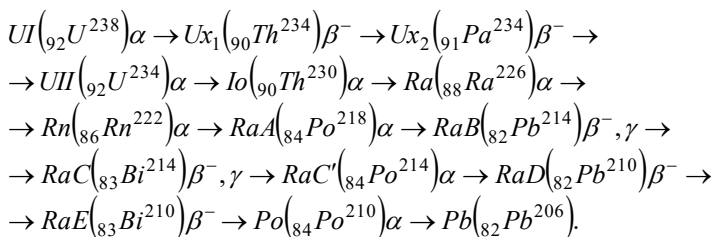
U^{235} , а вместе с ним и члены актиноуранового семейства, распространены гораздо реже, чем уранорадиевого.

Таким образом, природные радиоактивные элементы являются членами в основном двух семейств – ториевого и уранорадиевого.

Родоначальники семейств представляют собой достаточно распространенные химические элементы – уран занимает 54-е место среди всех элементов периодической системы (среднее содержание в горных породах составляет 2,5 г/т), торий – 47-е (среднее содержание 13,0 г/т). Это гораздо больше содержаний таких хорошо известных элементов, как *W, Mo, I, Bi, Au, Ag, Hg* и мн. др.

Приведем упрощенные схемы распада в этих семействах (без показа второстепенных ветвей распада).

Схема распада в **уранорадиевом** семействе:



В схеме приведены принятые обозначения членов семейства, а в скобках – названия изотопов соответствующих элементов.

К основным α -излучателям семейства, т.е. к обладающим высокой энергией, относятся элементы:

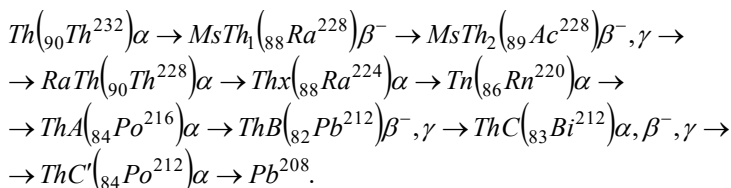
UI, UII, Io, Ra, Rn, RaA, RaC', Po. При распаде 1 атома U^{238} образуется 8 атомов *He*.

Основными β -излучателями семейства являются 4 элемента: *Ux₂, RaB, RaC, RaE*, причем около половины энергии обуславливает распад *Ux₂*, около 40 % – *RaB+RaC* и около 10 % – *RaE*. Остальные β -излучатели дают небольшое количество частиц малой энергии.

Основными γ -излучателями семейства являются продукты распада *Ra*: *RaB, RaC*. Каждый из этих излучателей имеет по несколько линий в энергетическом спектре, и каждая линия характеризу-

ется достаточно высоким выходом γ -квантов, приходящихся на распад одного атома. Эти излучатели обеспечивают 98 % энергии γ -излучения всего семейства. Такой «перекосяк» γ -излучателей в сторону радия приводит к зависимости излучения от величины коэффициента радиоактивного равновесия. При существенном нарушении равновесия для избегания ошибок в геологической интерпретации результатов γ -съемок необходимо изучать возможные пути миграции элементов.

Схема распада в **ториевом** семействе:



В семействе присутствует также важный β - и γ -излучатель ThC'' (на схеме не показан). Он образуется при распаде продукта RaC , вызывающем не только β -распад, что показано на схеме, но и α -распад с образованием ThC'' .

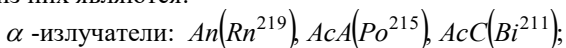
Основными α -излучателями семейства являются: Th , $RaTh$, Thx , Tn , ThA , ThC , ThC' . Несмотря на то, что перечислено 7 α -излучателей, при распаде одного атома Th образуются 6 атомов He , т.к. было сказано, что часть атомов ThC переходит в α -распад, а другая часть – в β -распад, образуя ThC' , который затем «переживает» α -распад.

Основными β -излучателями семейства являются $MsTh_2$, ThB , ThC , ThC'' .

К основным γ -излучателям семейства относятся элементы, являющиеся также и β -излучателями, т.е. $MsTh_2$, ThB , ThC , ThC'' .

Излучатели двух рассмотренных семейств – уранорадиевого и ториевого – вносят основной «вклад» в радиоактивность горных пород.

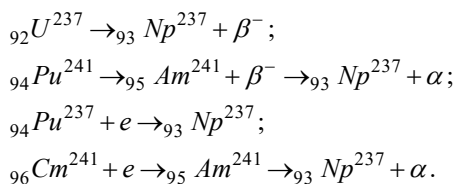
Члены третьего природного семейства – **актиноуранового** – из-за своей малой распространенности создают слабое излучение. Основными из них являются:



β -излучатели: $AcB(Pb^{211})$, $AcC''(Th^{207})$;
 γ -излучатели: $AcU(U^{235})$, $An(Rn^{219})$.

Следует также отметить, что родоначальник семейства изотоп U^{235} , кроме самопроизвольного распада, способен делиться на два «осколка» при захвате медленных нейтронов. Деление ядер приводит к образованию новых нейтронов, поток которых лавинообразно нарастает, что называется цепной реакцией. Часть нейтронов продолжает цепную реакцию деления ядер U^{235} , а другая часть захватывается изотопом урана U^{238} , который в результате этого превращается в Pu^{239} . Распадаясь далее с периодом полураспада $2,4 \cdot 10^4$ лет, этот изотоп, как U^{235} , освобождает огромное количество атомной энергии, и поэтому оба изотопа являются одними из основных ее источников. Причем, деления изотопов U^{235} и Pu^{239} не требуется, поэтому стоимость атомного сырья уменьшается и в этом состоит важная с практической точки зрения особенность изотопа Pu^{239} .

Родоначальник **нептуниевго** семейства Np^{237} может быть получен искусственно одним из следующих способов:



Члены семейства являются важными источниками атомной энергии. Так, второй член семейства – изотоп ${}_{91}Pa^{233}$ – «уничтожаюсь» β^{-} -распадом, превращается в U^{233} , который при захвате нейтронов способен делиться с выделением атомной энергии. К тому же родоначальник семейства, кроме самопроизвольного распада и образования семейства способен делиться при захвате медленных нейтронов с освобождением огромной энергии и поэтому сам является одним из основных источников атомной энергии.

Радиоактивные семейства обладают рядом общих свойств. Отметим основные из них.

1. Родоначалники семейств относятся к группе актиноидов и находятся в ее начальной части. Их периоды полураспада максимальны по сравнению с рядовыми членами и имеют один порядок с возрастом Земли ($U^{238} - 4,51 \cdot 10^9$ лет, $Th^{232} - 13,9 \cdot 10^9$ лет, $U^{235} - 0,71 \cdot 10^9$ лет).
2. В природных семействах имеется газообразный продукт – эманация, являющийся изотопом радона: в уранорадиевом семействе – радон $Rn(Rn^{222})$, в ториевом – торон $Tn(Rn^{220})$, в актиноурановом – актинон $An(Rn^{219})$.
3. В-продукты в семействах (RaB, ThB, AcB) являются радиоактивными изотопами свинца и относятся к интенсивным β - и γ -излучателям.
4. С-продукты относятся к короткоживущим элементам, большинство из них образуют «вилку», подвергаясь α - и β -распадам. Причем β^- -распад приводит к образованию продуктов C' и сопровождается интенсивным γ -излучением, а последующий α -распад продуктов C' сопровождается излучением α -частиц максимальных для данного семейства энергий и, как следствие, длин пробега. Например, только один продукт распада – $RaC(Bi^{214})$ – дает более 80 % энергии γ -излучения уранорадиевого семейства.
5. Продукты распада, стоящие после эманации, в большинстве случаев являются короткоживущими и отличаются наиболее высокой энергией своих излучений. Это изотопы элементов астата, полония, висмута, свинца, таллия.
6. Распад в природных семействах заканчивается образованием одного из стабильных изотопов свинца: $U^{238} \rightarrow Pb^{206}$, $Th^{232} \rightarrow Pb^{208}$, $U^{235} \rightarrow Pb^{207}$. Эти изотопы называют радиогенными. Распад в нептуниевом семействе приводит к образованию стабильного изотопа висмута Bi^{209} . Впрочем, есть точка зрения, что этот изотоп также не стабилен и распадается далее с очень малой скоростью ($T = 2,7 \cdot 10^{17}$ лет).

Кроме членов радиоактивных семейств в природе существуют **одиночные радиоактивные элементы**, распад которых сразу приводит к образованию стабильного продукта. Важнейшими одиночными

радиоактивными элементами (изотопами) являются изотоп рубидия Rb^{87} ($T = 5 \cdot 10^{10}$ лет) и изотоп калия K^{40} ($T = 1,3 \cdot 10^9$ лет). Изотоп Rb^{87} является самым распространенным радиоактивным изотопом в природе. Его среднее содержание в горных породах составляет 41,6 г/т. Среднее содержание K^{40} составляет 3,0 г/т.

Все другие химические элементы периодической системы также имеют радиоактивные изотопы (естественные или полученные искусственно), однако их содержание гораздо меньше, чем указанных. Среди естественных изотопов отметим

${}_{49}In^{115}$, ${}_{50}Sn^{124}$, ${}_{52}Te^{130}$, ${}_{62}Sm^{147}$, ${}_{75}Re^{187}$ и др.

1.5. Радиоактивность магматических, осадочных, метаморфических пород, почв

Особенностью распределения радиоактивных элементов в горных породах оказалось то, что они находятся в основном в состоянии равномерного рассеяния и редко образуют повышенные концентрации. Именно из-за своего рассеянного состояния радиоактивные элементы ошибочно считаются редкими. Некоторые рудные тела обладают избирательной способностью концентрировать радиоактивные элементы и имеют их повышенные концентрации. В таких телах наблюдается крайне неравномерное распределение элементов.

Большинство исследователей считает, что с глубиной (в масштабе Земли) содержание радиоактивных элементов существенно уменьшается. Основная их масса сосредоточена в земной коре, т.е. гранитной и базальтовой геосферах. В мантии их гораздо меньше, а в ядре они если и содержатся, то в ничтожно малых количествах.

Магматические породы, составляющие более 95 % всей массы земной коры, обладают наибольшей, по сравнению с другими типами пород, радиоактивностью. Причем радиоактивность зависит от времени проявления магматического цикла и содержания в породе SiO_2 . Наиболее радиоактивными являются породы поздних этапов магматических циклов, т.е. наиболее молодые их разновидности, а также породы кислого состава. С уменьшением содержания SiO_2 радиоактивность также уменьшается.

Наиболее радиоактивными породами являются граниты, в которых увеличение радиоактивности отмечается в следующем порядке: кварц, полевые шпаты → пироксены, амфиболы → акцессорные примеси. Таким образом, основным носителем радиоактивности является

не сам кварц, а содержащиеся в породах акцессорные минералы. Уран и торий довольно часто входят в их кристаллические решетки в виде изоморфных примесей. Главными носителями урана и тория являются циркон, сфен, апатит, монацит, ортит и другие минералы. Отмечается также, что магматические породы красных и розовых оттенков часто более радиоактивны, чем серые и темные разности.

Изменения в радиоактивности магматических пород могут носить и региональный характер, что свидетельствует о существенных различиях в истории магматического развития крупных обособленных регионов. В частности, граниты древнего Скандинавского щита заметно более радиоактивны гранитов Канадского щита.

В породах основного состава (габбро, базальт) содержание U , Th в среднем на половину порядка меньше, чем в кислых, а в ультраосновных – на порядок или два.

Осадочные породы занимают по объему небольшую часть (около 5 %) литосферы, но покрывают примерно $\frac{3}{4}$ поверхности континентов, и в них имеются большие по запасам месторождения урана. По радиоактивности эти породы резко не отличаются от магматических, но в целом они менее радиоактивны.

Наиболее высокой и сравнительно постоянной радиоактивностью среди осадочных пород характеризуются глины. Их радиоактивность приблизительно соответствует радиоактивности основных или даже средних пород магматического состава. Песчаники и карбонатные породы обычно обладают меньшей радиоактивностью, и крайне малое содержание радиоактивных элементов наблюдается в чистых химических осадках (гипс, ангидрит, каменная соль). Последнее утверждение не относится к калийным солям, содержащим радиоактивный изотоп K^{40} .

Радиоактивность песчаников и известняков может сильно меняться в зависимости от степени их загрязнения, зато радиоактивность глин стабильна и практически постоянна. Характерно, что осадочные породы по сравнению с магматическими обычно отличаются повышенным содержанием Th . Глубина залегания пород на их радиоактивность практически не влияет.

Метаморфические породы по радиоактивности занимают промежуточное положение между осадочными и магматическими. Так, гнейсы по радиоактивности близки к средним магматическим породам.

Содержание радиоактивных элементов в **почвах** зависит от почвообразующих пород. Почвенная оболочка является одним из основных компонентов природы, где происходит локализация искусственных техногенных радионуклидов. Радионуклиды, присутствующие в приземном воздухе, быстро оседают на почвенный покров. Возможно также поступление в почву радионуклидов после их сброса в речные системы с паводковыми водами, при орошении и т.п.

Обладея большой емкостью поглощения, почвы интенсивно сорбируют различные техногенные примеси, в т.ч. радионуклиды, которые могут перемещаться как в горизонтальном направлении, так и в вертикальном. Их миграция зависит от климатических и ландшафтных особенностей территории.

Почвы, развитые на кислых породах, обычно более радиоактивны, чем на основных, а глинистые – более радиоактивны, чем песчаные. В среднем содержание радионуклидов в почве можно принять таким: $U = 1,5$ мг/кг, $Th = 6,5$ мг/кг, $K = 1,2$ %. В целом почвы менее радиоактивны, чем горные породы.

При распаде радиоактивных элементов выделяется теплота, которая играет важную роль в тектонической жизни Земли.

1.6. Основные природные и техногенные источники радиоактивности. Единицы измерения. Роль отдельных источников в радиационной нагрузке на человека

Радиоактивное излучение разлагает любые группы молекул, что ведет к разрыву химических связей в сложных белковых молекулах. Оно разлагает воду на водород и свободный радикал OH , которые присоединяются к молекулам белка, вызывая изменения в их структуре, что оказывает вредное воздействие на живой организм. Степень поражения организма определяется количеством поглощенной энергии и видом излучения.

В повседневной жизнедеятельности на человека постоянно действуют радиоактивные источники как естественного происхождения, так и искусственного. Естественные, т.е. природные источники, – это радиоактивные элементы, содержащиеся в горных породах и предметах, которые нас окружают, а также источники космического происхождения (космический фон). Основную роль при этом играют элементы, наиболее широко распространенные в природе: калий-40 и родоначальники радиоактивных семейств – уран и торий. Причем основное излучение создают не сами родоначальники семейств, а их многочисленные продукты распада, обладающие высокой активно-

стью, а также энергией излучений. Самый распространенный в природе радиоактивный изотоп рубидий-87 создает сравнительно невысокую радиационную нагрузку в связи с малой активностью и невысокой энергией своих γ -квантов.

Часть излучения обусловлена также тритием, радиоуглеродом и некоторыми другими изотопами, непрерывно образующимися в атмосфере под действием космического излучения.

Для количественной оценки радиационного воздействия существуют несколько групп единиц. Основные из них следующие:

- единицы активности;
- единицы экспозиционной дозы фотонного излучения и ее мощности;
- единицы поглощенной дозы излучения и ее мощности;
- единицы эквивалентной дозы излучения и ее мощности.

Рассмотрим их сущность и соотношение между собой.

Единицей активности является беккерель, Бк. $1 \text{ Бк} = 1 \text{ расп./с}$.
Внесистемная единица – кюри, Ки; $1 \text{ Ки} = 3,7 \cdot 10^{10} \text{ Бк}$.

Излучение электромагнитной природы, в частности γ -излучение, измеряют по ионизации, которую оно производит в воздухе. Ее величина характеризуется экспозиционной дозой фотонного (рентгеновского, гамма) излучения. Экспозиционная доза – количественная характеристика излучения, основанная на его ионизирующем действии и выраженная суммарным электрическим зарядом ионов одного знака, образованных в единице объема воздуха.

Экспозиционная доза фотонного излучения, измеряется в системе СИ единицей, называемой *кулон/килограмм* (Кл/кг). 1 Кл/кг характеризует излучение, создающее в 1 кг сухого атмосферного воздуха ионы, несущие заряд электричества каждого знака в 1 кулон. На практике экспозиционная доза излучения часто измеряется внесистемной единицей *рентген* (Р). Рентген – это такая доза γ -излучения, которая создает в 1 см³ (или в 0,001293 г) сухого воздуха ионы, несущие количество электричества каждого знака общим зарядом в одну электростатическую единицу. Используются также дольные части – *миллирентген* (мР), *микрорентген* (мкР).

Мощность экспозиционной дозы фотонного излучения определяется экспозиционной дозой в единицу времени. Соответственно в системе СИ имеем ампер/килограмм (А/кг), а внесистемными единицами будут Р/час, мкР/час и т.д. В практике геофизических работ мощность экспозиционной дозы 1 мкР/час иногда называют гаммой (обозначается γ), т.е. $1 \text{ мкР/час} = 1 \gamma$.

Мощность экспозиционной дозы γ -излучения на практике часто называют интенсивностью излучения.

Поглощенная доза ионизирующего излучения – это отношение энергии излучения, поглощенной в некотором элементарном объеме среды, к массе этого объема. За единицу поглощенной дозы в системе СИ принимается *джоуль на килограмм* (Дж/кг). 1 Дж/кг – это такая поглощенная доза ионизирующего излучения, при которой массе облученного вещества 1 кг передана энергия 1 Дж. Такая единица называется *грей* (Гр). Таким образом 1 Гр = 1 Дж/кг.

Для характеристики поглощенной дозы применяется также внесистемная единица *рад* (*radiation absorption dose*), равная поглощенной дозе облучения, при которой 1 кг облучаемого вещества поглощает энергию, равную 0,01 Дж или 1 г вещества поглощает энергию 100 эрг. Таким образом, имеем соотношение: 1 рад = 10^{-2} Дж/кг = 10^{-2} Гр = 10^2 эрг/г.

Хотя рентген рассматривается как единица, определяющая ионизирующую способность рентгеновского и γ -излучения, тем не менее его можно рассматривать как единицу, характеризующую поглощенную энергию. Поэтому поглощенная доза излучения может быть выражена через экспозиционную дозу и наоборот: 1 Р = 0,877 рад = 0,00877 Гр и 1 рад = 1,14 Р = 0,01 Гр. Эти соотношения справедливы для большинства тканей живого организма, т.к. их эффективный атомный номер близок по величине к эффективному атомному номеру воздуха. Однако некоторые ткани организма (костная, жировая, мозговая) не эквивалентны по поглощающим свойствам воздуху. В этом случае для расчета поглощенной дозы используется соотношение, учитывающее массовые коэффициенты поглощения ткани и воздуха:

$$1 \text{ Р} = 0,877 \cdot c_{0 \text{ ткани}} / c_{0 \text{ возд}} \text{ рад}, \quad (1.24)$$

где $c_{0 \text{ ткани}}$ – массовый коэффициент поглощения γ -лучей в ткани, $c_{0 \text{ возд}}$ – то же в воздухе.

Мощность поглощенной дозы излучения определяется поглощенной дозой, полученной за единицу времени. В системе СИ 1 Гр/с = 1 Вт/кг, а внесистемная единица 1 рад/с = 10^{-2} Вт/кг.

Медициной установлено, что, несмотря на одинаковую дозу различных излучений, поглощенных организмом, их биологическое воздействие оказывается различным. Наиболее сильное воздействие оказывают многозарядные ионы, α -частицы, протоны, быстрые нейтроны. Меньшее биологическое воздействие имеют тепловые нейтроны. Относительно минимальное воздействие производят

β -частицы, γ - и рентгеновское излучения. Поэтому для оценки биологического воздействия излучений на человека применяют единицы эквивалентной дозы излучения и мощности эквивалентной дозы излучения.

Эквивалентная доза излучения $D_{\text{экв}}$ определяется из выражения

$$D_{\text{экв}} = D_{\text{погл}} \cdot K_{\text{обз}} , \quad (1.25)$$

где $D_{\text{погл}}$ – поглощенная доза излучения, $K_{\text{обз}}$ – относительная биологическая эффективность излучения (ОБЭ) или коэффициент качества излучения (КК). Для γ -лучей и β^- -частиц $K_{\text{обз}}=1$, для α -частиц $K_{\text{обз}}=10$.

Дадим оценку величин отдельных источников радиоактивности. Интенсивность космического излучения зависит от географической широты и высоты над уровнем моря. Космические лучи, являясь заряженными частицами, отклоняются от экватора в сторону магнитных полюсов Земли, и поэтому космический фон в экваториальных частях земного шара меньше, чем на полюсах. Мощность экспозиционной дозы фотонного излучения возрастает от 4 мкР/час в экваториальных частях до 6 мкР/час на полюсах. Мощность эквивалентной дозы – соответственно от 0,04 до 0,06 мкЗв/час.

С увеличением высоты над уровнем моря мощность экспозиционной дозы космического излучения также увеличивается. Близ поверхности Земли она минимальна (в среднем 4–6 мкР/час), а на каждый километр повышения высоты возрастает приблизительно на 1,5 мкР/час.

По оценке В.И. Уткина, «вклад» различных естественных источников радиоактивности в общую дозовую нагрузку на население составляет:

- радон, торон и их продукты распада – 54,3 % ;
- излучение горных пород и материалов – 15,9 %;
- излучение продуктов питания и напитков – 15,5 %;
- космическое излучение – 13,7 %;
- прочие источники – 0,6 %.

Таким образом, видим, что более 50 % дозы естественных источников создают радиоактивные эманации со своими продуктами распада.

Считается, что суммарное воздействие всех естественных источников радиоактивности в большинстве районов земного шара не превышает 0,003 Зв/год = 0,3 бэр/год, что составляет 70–75 % всей радиационной нагрузки на человека.

Остальные 20–25 % создают различные техногенные источники: медицинские приборы, радиоактивные осадки (после ядерных взрывов), источники атомной энергии и другие ионизирующие источники (рентгеновские установки, мобильные телефоны, телевизоры, компьютеры и др.).

Отметим, что доля радиоактивности атомной энергетики в общей дозовой нагрузке на порядок меньше, чем доля от медицинской техники, которая, в свою очередь, значительно меньше доли от естественных источников.

Суммарная доза облучения за год от всех естественных и техногенных источников составляет приблизительно $4 \text{ мЗв} = 0,4 \text{ бэр}$, в то время как нормы радиационной безопасности допускают уровень мощности эквивалентной дозы гораздо больший – $0,52 \text{ бэр/год}$.

Кроме рассмотренных источников радиационного воздействия человек может быть подвержен однократным, т.е. разовым, воздействиям во время прохождения индивидуальных медицинских обследований или лечения, а также при аварийных ситуациях на радиационных объектах. Для сравнения в табл. 1.5 приведены величины доз облучений, получаемых от различных источников, и уровни лучевой болезни.

Установлено, что при однократном облучении дозой до 50 бэр признаки лучевого поражения отсутствуют.

Кратковременные незначительные изменения в крови могут произойти при получении дозы 75 бэр, однако они быстро исчезают. Облучение дозой 75–100 бэр обычно не требует специального лечения, поскольку с ним организм справляется самостоятельно. Такие облучения называют лучевой травмой. Дозу 100 бэр принимают за нижний предел развития лучевой болезни. Такую дозу можно получить только при чрезвычайных серьезных авариях на атомных станциях или при атомных взрывах.

Радиоактивное облучение дозами, превышающими 100 бэр, будет вызывать у человека лучевую болезнь. Различают 4 степени лучевой болезни: легкую, средней тяжести, тяжелую и крайне тяжелую. Болезнь легкой степени возникает при получении дозы 100–200 бэр. Больного помещают в стационар, лечат препаратами, выводящими радиоактивные элементы, и проводят общеукрепляющие процедуры.

Облучение 200–400 бэр приводит к лучевой болезни средней степени. При этом поражаются костный мозг, половые железы, нарушается кроветворение, возможны единичные случаи летального исхода. При облучении 400–600 бэр возникает лучевая болезнь тяжелой степени, при которой поражается еще и желудочно-кишечный тракт.

Болезнь требует лечения в специальных стационарах, однако в 50 % случаев приводит к летальному исходу. Наконец, облучение всего организма дозой свыше 600 бэр вызывает лучевую болезнь крайне тяжелой степени, которая заканчивается летальным исходом.

Таблица 1.5

**Дозы облучения от различных источников
и уровни лучевой болезни**
(по А.Г. Талалаю, с дополнениями)

Источник облучения	Доза, мЗв	Доза, бэр
Ежедневный трехчасовой просмотр телепередач в течение года	0,005	0,0005
Авиаперелет Пермь–Москва и обратно	0,02	0,002
Циферблат часов, компасов с Ra^{226} (за год)	0,001	0,0001
ТЭС на угле мощностью 1000 Мвт на расстоянии до 20 км (за 10 лет)	0,06– –0,6	0,006– –0,06
АЭС мощностью 1000 Мвт на расстоянии до 20 км (за 10 лет)	0,001– –0,05	0,0001– –0,005
Цифровая флюорография	0,013	0,0013
Рентгенография зуба	0,3	0,03
Обзорный снимок брюшной полости	0,6	0,06
Рентгеноскопия желудка	300	30
Уровни лучевой болезни		
Кратковременное изменение состава крови	750	75
Нижний уровень лучевой болезни	1000	100

1.7. Методы измерения радиоактивности. Детекторы излучений, их достоинства и недостатки

Приборы, предназначенные для обнаружения и регистрации радиоактивных излучений, называются радиометрами. Радиометры используются при лабораторных, полевых и каротажных измерениях. Они состоят из двух основных частей: детектора излучений (счетчика) и усилительно-регистрирующей части. Детектор представляет собой чувствительный элемент, преобразующий энергию радиоактивного излучения в электрический сигнал, и предназначен для непосред-

ственного обнаружения излучения, а усилительно-регистрирующая часть – для его регистрации.

Радиоактивное излучение может регистрироваться двумя способами – интегральным и спектрометрическим. Интегральный способ более простой. При этом регистрируется суммарное радиоактивное излучение путем измерения среднего значения тока, возникающего в детекторе, или числа импульсов.

Спектрометрический способ заключается в измерении излучений конкретной энергии и применяется гораздо чаще. Он более чувствителен и позволяет определять не только наличие излучателя, но и по энергии частиц – вид излучателя, а значит, сам элемент. В этом случае число импульсов свидетельствует об интенсивности излучателя, а их амплитуда, измеряемая многоканальными анализаторами, – об энергии частиц, которая для каждого излучателя индивидуальна.

Работа детектора основана на различных явлениях, возникающих в веществе при воздействии на него того или иного вида радиоактивного излучения. Чаще всего используются два возникающих при этом явления:

- ионизации;
- сцинтилляции.

Обнаруженное излучение регистрируется с помощью усилительно-регистрирующей части радиометра.

На явлении ионизации основана работа газонаполненных, а также полупроводниковых и кристаллических детекторов, представляющих собой твердотелую ионизационную камеру. На явлении сцинтилляции основана работа сцинтилляционных детекторов. Рассмотрим принцип действия отдельных видов детекторов.

К детекторам, основанным на явлении ионизации, относятся:

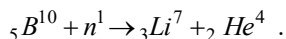
- ионизационные камеры;
- пропорциональные счетчики;
- счетчики Гейгера – Мюллера;
- полупроводниковые счетчики;
- кристаллические счетчики.

Ионизационные камеры используются в основном для регистрации α - и β -излучений при лабораторных исследованиях проб, а также в некоторых эманометрах. Камера представляет собой металлический корпус, служащий катодом, заполненный воздухом при атмосферном давлении. Второй электрод – анод – подводится через изолятор. Длина камеры должна быть несколько больше длины пробега частиц. Чтобы избежать рекомбинации ионов, к камере прикладывают довольно высокое напряжение (при регистрации α -частиц порядка

100 В на каждый сантиметр длины камеры). Проба истирается в порошок и при исследовании на α -активность помещается внутрь камеры, а при исследовании на β -активность – вне камеры перед тонким окошком из пластинки слюды или фольги. Окошко предназначено для выпуска β -частиц и одновременно – для экранирования α -частиц, создающих более высокую ионизацию.

Пропорциональные счетчики широко применяются для регистрации тепловых нейтронов, а также для изучения природы излучений по их энергетическим спектрам, поскольку являются детекторами спектрометрического типа. Наиболее широко используются счетчики цилиндрической формы, корпус которых является катодом, а тонкая нить, натянутая по его оси, – анодом.

При регистрации нейтронов внутренний объем счетчика заполняется трехфтористым бором BF_3 , содержащим изотоп B^{10} . Он интенсивно поглощает нейтроны, в результате чего образуются α -частицы, которые и создают ионизацию:



В качестве заполняющего счетчик газа используется также изотоп гелия 3He , обладающий более высоким сечением захвата нейтронов (5060 барн), чем ${}_5B^{10}$ (760 барн), тем самым обеспечивающий более высокую эффективность счетчика.

Пропорциональные счетчики используют также для регистрации нейтронов более высоких энергий, чем тепловые. В этом случае счетчик окружают парафиновой оболочкой, а затем снаружи еще и кадмиевой. Кадмий хорошо поглощает нейтроны тепловых энергий, а нейтроны более высоких энергий поглощаются в меньшей степени и через оболочку проходят. Попадая далее на парафиновую оболочку, они замедляются до энергий тепловых нейтронов и, поступая затем внутрь счетчика, регистрируются.

Счетчики Гейгера – Мюллера из газонаполненных детекторов применяются наиболее широко благодаря своей высокой чувствительности. Они способны регистрировать ток, создаваемый одним электроном – $1,6 \cdot 10^{-19} A$. Счетчики используются для регистрации β - и γ -излучений.

Конструктивно они имеют много общего с пропорциональными счетчиками и представляют собой цилиндрический корпус, стенки которого служат катодом, а по оси камеры проходит металлическая нить, являющаяся анодом (рис. 1.6). Катод изготавливается из стали, меди, вольфрама, алюминия, графита, и в зависимости от этого счет-

чики делятся на серии: СТС, МС, ВС, АС, ГС и др. Анод обычно вольфрамовый. Внутренний объем счетчика заполняется инертным газом. Лучше всего для этой цели подходят аргон, неон, гелий, которые обладают высоким удельным электрическим сопротивлением, и в них не возникают посторонние токи. Кроме основного газа добавляется также гасящая компонента, прерывающая разряд после регистрации очередной частицы. В качестве нее используются пары многоатомных соединений (эфир, спирт) или галогенов (хлор, бром, йод).



Рис. 1.6. Схема цилиндрического счетчика Гейгера – Мюллера

Эффективность счетчиков Гейгера – Мюллера небольшая и составляет первые единицы процентов. У торцовых счетчиков β -частиц она повышается до 15–20 %.

Низкая эффективность счетчиков хотя и является недостатком, не ограничивает их широкого применения в связи с высокой чувствительностью. Именно высокая чувствительность является преимуществом счетчиков Гейгера – Мюллера перед другими газонаполненными детекторами.

Полупроводниковые счетчики могут применяться для регистрации любого ионизирующего излучения. Основу счетчика составляет высокоомный полупроводник, в котором под воздействием радиоактивного излучения происходит ионизация атомов. По своей сущности счетчики являются аналогом ионизационных камер. Отличие лишь в том, что ионизация в них производится не в газе, а в твердом веществе. В твердом веществе плотность ионизации значительно выше, чем в газе, поэтому ионизация происходит с большей эффективностью и в значительно меньшем объеме создается высокая плотность ионов.

Чтобы сигнал, возникающий в детекторе, был пропорционален поглощенной энергии, детектор должен обладать высоким удельным электрическим сопротивлением, отсутствием рекомбинации и захвата носителей. Лучше для этой цели подходят полупроводники из германия или кремния.

Энергетическое разрешение полупроводникового детектора значительно выше, чем других счетчиков, в чем его несомненное достоинство. Кроме того, они потребляют небольшой ток и поэтому экономичны, отличаются компактностью, нечувствительностью к магнитному полю. Такие детекторы позволяют с высокой степенью селективности выделять в спектре излучения энергетические линии анализируемых элементов при минимальном влиянии мешающих факторов.

Несмотря на такие очевидные достоинства, применение полупроводниковых детекторов на практике в настоящее время ограничено. Это связано с тем, что для увеличения удельного электрического сопротивления используемых полупроводников и подвижности носителей заряда за счет малого времени сбора зарядов на электродах требуется глубокое охлаждение кристалла жидким азотом. Причем низкая температура требуется не только во время измерения, но даже между измерениями. В противном случае возникает большой собственный фон, затрудняющий регистрацию полезного сигнала. Это создает существенные технологические трудности при полевых работах, ограничивающие применение счетчиков.

Перспективы широкого применения счетчиков связаны с созданием «сверхчистых» полупроводниковых монокристаллов больших размеров, а также детекторов, работающих при нормальных температурах, в частности, теллурида кадмия $CdTe$ и иодита ртути HgI .

Кристаллические счетчики – детекторы, работа которых основана на возникновении в диэлектриках электропроводности под действием ионизирующего излучения. Такими свойствами обладают, в частности, алмаз, сульфид кадмия CdS , сернистый цинк ZnS и некоторые другие материалы.

Принципиально счетчик представляет собой твердотелую ионизационную камеру, в которой заряженные частицы образуют электронно-дырочные пары. Эффективность кристаллических счетчиков, как и полупроводниковых, гораздо выше, чем газонаполненных, поскольку ионизация создается не в газообразной среде, а в более плотной твердой.

Кристаллический счетчик может применяться для регистрации любого ионизирующего излучения. Он представляет собой монокристалл диэлектрика, к краям которого приложена разность потенциалов, создающая в кристалле электрическое поле. Проходя через кристалл, заряженные частицы вызывают в нем ионизацию, образуя электроны проводимости и дырки, движущиеся к соответствующим электродам. Основной недостаток таких счетчиков заключается в поляризации диэлектрика. Поляризация обусловлена тем, что носители заряда посте-

ленно захватываются внутри кристалла и оседают на примесях и дефектах кристалла, образуя объемные заряды. Возникает внутреннее электрическое поле, которое постепенно уменьшает амплитуду регистрируемого сигнала. Для уменьшения поляризации производят нагрев кристалла, но в условиях высоких температур могут работать лишь некоторые кристаллы, например алмаз.

В связи с поляризацией кристаллические счетчики не получили широкого распространения на практике.

Сцинтилляционные счетчики – детекторы, работа которых основана на явлении сцинтилляции. Сцинтилляция (холодное свечение) возникает в некоторых веществах под воздействием радиоактивных излучений. Такие вещества являются оптически активными и получили название люминофоров (их еще называют фосфорами или сцинтилляторами), в которых происходит люминесценция, т.е. холодное свечение вещества. Для увеличения выхода света в них обычно добавляют различные активаторы, которые к тому же уменьшают поглощение в люминофоре возникших световых вспышек. Эти активаторы, как правило, являются центрами люминесценции.

В качестве люминофоров могут применяться неорганические и органические кристаллы, жидкие и пластмассовые сцинтилляторы, сцинтилляционные стекла, газовые сцинтилляторы. Неорганические кристаллы представляют собой соли различных металлов, чаще всего щелочных. В качестве активатора используются атомы тяжелых металлов – *Ag*, *Sn*, *Tl* и др. Твердые сцинтилляторы должны иметь высокую плотность, большой эффективный атомный номер. Флюоресценция, т.е. высвечивание возбужденного состояния, в них должна происходить практически сразу после попадания на кристалл радиоактивного излучения. У неорганических кристаллов время высвечивания составляет 10^{-7} с, а у органических оно значительно меньше – $10^{-8} - 10^{-9}$ с.

Для регистрации α -частиц лучшим сцинтиллятором является сернистый цинк, активированный серебром – *ZnS(Ag)*. К другим видам излучения этот люминофор чувствителен слабо. Для спектрометрических измерений применяется также *CsJ(Tl)*.

Для регистрации β -частиц применяются тонкие слои ($0,1 \text{ г/см}^2$) органических сцинтилляторов (антрацена, стильбена), обладающих хорошей разрешающей способностью и эффективностью, близкой к 100 %, а также неорганические кристаллы, в частности *NaJ(Tl)*.

Для регистрации γ -лучей обычно используются иодистые соединения щелочных металлов, активированные таллием, европием, оловом. Одним из лучших сцинтилляторов считается $NaJ(Tl)$. Он имеет высокую поглощающую способность излучения, хорошую оптическую прозрачность и обладает эффективностью, приближающейся к 100 %. Кристалл широко используется не только для измерения интегрального γ -излучения, но и при спектральных измерениях на отдельных линиях энергетического спектра для отдельных определений $U(Ra), Th, K$.

Для регистрации γ -лучей применяются также кристаллы $CsJ(Tl), KJ(Tl)$, растворы терфенила в ксилоле, метилбората в толуоле, твердые растворы органических веществ в пластмассах (терфенила в полистироле) и др. Жидкие сцинтилляторы и твердые растворы позволяют создать детекторы больших размеров и тем самым повысить их чувствительность. Поэтому такие люминофоры широко используются в аэро- γ -радиометрах для измерения излучений малых интенсивностей.

В последнее время в практику работ стали внедряться новые сцинтилляторы на основе кристаллов ортогерманата висмута (Bismuth Germanate Oxide) – BGO . Такие кристаллы имеют более высокую плотность, чем NaI , и поэтому оказываются более эффективными, особенно для γ -квантов высоких энергий. Однако по разрешающей способности кристаллы BGO уступают кристаллам NaI .

В качестве новых современных сцинтилляторов отметим также кристаллы вольфрамата кадмия – $CdWO_4$ (CWO), которые отличаются не только высокой эффективностью, но и хорошим разрешением, большим световыходом и низкой температурной зависимостью.

При регистрации нейтронов используют люминофоры, обладающие высоким поперечным сечением захвата нейтронов и в то же время не являющиеся гасителями люминесценции. В состав люминофоров обычно входят изотопы B^{10} или Li^6 , имеющие высокое сечение поглощения нейтронов. В частности, применяются монокристаллы $LiJ(Tl)$ и специальные литиевые стекла $Li_2O \cdot 2SiO_2$, эффективность которых при регистрации тепловых нейтронов приближается к 100 %. Для тепловых нейтронов используется также смесь борной кислоты с $ZnS(Ag)$. Для регистрации быстрых нейтронов применяются органические сцинтилляторы (антрацен, стильбен) и сцинтилляторы, представляющие собой прозрачную водородосодержащую пластмассу, в

которой взвешен сернистый цинк. Используются также люминофоры, содержащие атомы дейтерия H^2 , замедляющие быстрые нейтроны до тепловых.

Вспышки света, возникающие в люминофорах, очень слабые и регистрируются с помощью фотоэлектронного умножителя (ФЭУ). В ФЭУ происходит преобразование световых вспышек сцинтиллятора в импульсы электрического тока.

Основными характеристиками фотоэлектронного умножителя являются спектральная чувствительность фотокатода и его квантовый выход. Квантовый выход определяется как число фотоэлектронов, выбитых из фотокатода одним световым квантом, т.е. он характеризует вероятность выбивания электрона фотоном, попавшим на поверхность фотокатода. Спектральная чувствительность характеризует зависимость квантового выхода от длины волны падающего светового фотона.

Сцинтилляционные счетчики в практике ядерной геофизики нашли наиболее широкое, по сравнению с другими типами счетчиков, применение. Перечислим их основные достоинства.

1. Высокая эффективность регистрации излучений.

2. Возможность изучения энергетического спектра излучений, т.к. выход света в люминофоре зависит от энергии регистрируемого излучения. Для изучения энергетического спектра γ -спектрометрами регистрируется излучение на отдельных линиях энергетического спектра и тем самым проводится спектральный анализ и определяются излучающие элементы. Спектрометры имеют высокое энергетическое разрешение, т.е. разделение элементов по энергии излучаемых γ -квантов, что существенно расширяет круг решаемых геологических задач.

3. Высокая разрешающая способность в связи с малым временем высвечивания (в особенности органических люминофоров).

4. Возможность регистрации любых радиоактивных излучений.

Наряду с несомненными достоинствами сцинтилляционные счетчики имеют определенные недостатки. Причем недостатки могут иметь как кристаллы, так и фотоэлектронные умножители.

К основным недостаткам кристаллов следует отнести:

1. Неорганические кристаллы трудно выращиваются (в особенности больших объемов), поэтому являются дорогостоящими.

2. Кристаллы должны быть химически чистыми, а также не иметь механических изъянов, чего на практике не всегда удается достичь из-за их хрупкости.

3. Отдельные кристаллы имеют свои недостатки:

– $NaJ(Tl)$, $LiJ(Tl)$, $LiJ(Eu)$ очень гигроскопичны. Впитывая влагу, они мутнеют, прозрачность их ухудшается, поэтому требуется надежная гидроизоляция;

– $KJ(Tl)$ имеет повышенный фон из-за присутствия в нем радиоактивного K^{40} .

Недостатки ФЭУ:

1. Наличие «темного» фона, связанного с термоэлектронной эмиссией электронов с поверхности катода. Эти электроны создают электронное «облачко», которое при подаче напряжения на диноды постепенно усиливается и устремляется к аноду, за счет чего создается фоновый ток.

2. Для работы ФЭУ требуются стабильное питание и постоянный температурный режим.

3. Чувствительность ФЭУ к изменениям магнитного поля.

Тем не менее благодаря своим достоинствам сцинтилляционные счетчики применяются на практике более широко, чем счетчики, основанные на ионизации.

1.8. Радиометрические методы

Радиометрические методы ядерной геофизики основаны на изучении естественных радиационных полей, чаще всего гамма-полей. К таким методам относятся различные виды гамма-съемок (аэрогамма, автогамма, пешеходная), эманационная съемка и некоторые другие (термический метод, изотопный анализ свинца). Гамма-поле изучают также при каротаже скважин.

1.8.1. Теоретические основы гамма-методов

При проведении различных видов γ -съемок возникает необходимость в предварительном вычислении ожидаемого аномального эффекта, создаваемого объектами поисков. Это необходимо, в частности, для оценки возможностей наземных или воздушных измерений γ -поля, для обоснования методики работ, выбора аппаратуры, сети наблюдений, оптимальной высоты полета самолета, определения глубинности съемки и т.д. Рассмотрим способы расчета интенсивности γ -излучения различных радиоактивных источников.

Простейшим радиоактивным источником является точечный излучатель (точечная радиоактивная масса). Источник можно считать точечным, если его линейные размеры не менее чем на порядок меньше расстояния, на котором производится измерение. Интенсивность

излучения такого источника, находящегося в однородной среде, зависит от свойств радиоактивного элемента, расстояния до источника и поглощающих свойств среды:

$$I = K \frac{m}{r^2} \cdot e^{-\mu r}, \quad (1.26)$$

где K – константа γ -излучения (γ -постоянная элемента, изотопа), характеризующая конкретный излучатель, содержащий 1 мг радиоактивного вещества, численно равная мощности экспозиционной дозы излучения на расстоянии 1 м от него и зависящая от свойств вещества; m – масса радиоактивного излучателя; r – расстояние от точки наблюдения до источника; μ – линейный коэффициент поглощения (ослабления) γ -лучей в среде.

Если рассматриваемая среда – воздух, а расстояние до источника небольшое, то поглощением γ -лучей можно пренебречь. Так, при $r = 10$ м имеем $e^{-\mu r} = 0,965$. Поэтому для $r \leq 10$ м формулу (1.26) достаточно точно можно представить в упрощенном виде

$$I = K \frac{m}{r^2}. \quad (1.27)$$

Константу γ -излучения K называют ионизационной постоянной. Ионизационная постоянная изотопа определяется как мощность дозы точечного источника активностью 1 мКи на расстоянии 1 м и для одной линии спектра γ -излучения вычисляется по формуле

$$K = 36 \cdot 10^5 \frac{n \cdot E \cdot \mu_a \cdot e^{-\mu_f d}}{F} \text{ мкР/час}, \quad (1.28)$$

где n – количество γ -квантов энергии E , выделяемое излучателем; μ_a – линейный коэффициент поглощения γ -квантов в воздухе; μ_f – коэффициент поглощения в фильтре при его фильтрации; d – толщина фильтра (если фильтра нет, то $d = 0$); F – энергетический эквивалент рентгена. Его величина для дозы 1 Р в 1 см³ определяется произведением $34 \text{ эВ} \cdot 2,08 \cdot 10^9 \text{ пар ионов} = 7,08 \cdot 10^4 \text{ МэВ}$.

Количество γ -квантов зависит от активности изотопа и расстояния до него. Оно определяется по формуле

$$n = a \frac{\lambda N}{4\pi r^2}, \quad (1.29)$$

где a – количество γ -квантов, образующихся при распаде 1 атома; N – количество атомов в изотопе, которое можно определить по формуле

$$N = \frac{L \cdot m}{A}, \quad (1.30)$$

где L – число Авогардо ($L = 6,022 \cdot 10^{23}$), m – масса изотопа, A – атомный вес.

Если γ -излучатель имеет несколько линий спектра и/или несколько продуктов распада, то расчет ведется для всех линий или продуктов распада и результаты суммируются.

У различных радиоактивных источников число испускаемых γ -квантов, приходящихся на распад 1 атома, и их энергия изменяются в довольно широких пределах. Поэтому одинаковая скорость распада элементов не означает одинаковую интенсивность их γ -излучений, т.е. интенсивность излучения разных изотопов одинаковой активности будет различной.

В табл. 1.6 приведены величины K для 1 мКи различных изотопов на расстоянии 1 м.

Как следует из табл. 1.6, интенсивность излучения, например, 1 мКи Co^{60} больше, чем 1 мКи Ra^{226} (с продуктами распада) в $1350/840 = 1,6$ раза.

Если среда неоднородная, то ее разбивают на отдельные слои, которые можно считать однородными с точки зрения их поглощающих свойств, и учитывают поглощение в каждом таком слое:

$$I = K \frac{m}{r^2} \cdot e^{-\mu' r' - \mu'' r'' - \dots - \mu^n r^n}. \quad (1.31)$$

Из формулы (1.26), а также из других видно, что при удалении от источника γ -излучение резко уменьшается. Это связано, во-первых, с рассеянием γ -квантов (множитель $\frac{1}{r^2}$), а, во-вторых, с их поглощением в среде (множитель $e^{-\mu r}$).

Резкое уменьшение интенсивности при удалении от источника осложняет проведение поисковых работ для его обнаружения, в особенности, если поглощающая среда не воздух, а почва или горная порода, но зато является благоприятным фактором при защите от излучения.

Таблица 1.6

**Значения K для 1 мКи различных изотопов
на расстоянии 1 м**

Изотоп	T	K, мкР/час
Na^{24}	14,9 часа	1800
Co^{60}	5,3 года	1350
J^{131}	8 дней	260
Cs^{134}	2,3 года	1150
Cs^{137}	30 лет	410
$Eu^{152} + Eu^{154}$	15 лет	550
Tm^{170}	129 дней	47
Fe^{59}	45 дней	625
Se^{75}	127 дней	162
Sb^{124}	60 дней	992
Hg^{203}	47 дней	141
Ir^{192}	78 дней	546
Ra^{226}	1610 лет	840
Zn^{65}	245 дней	285

Реальные радиоактивные геологические объекты обычно бывают не точечными, а в виде линии (линейный источник), поверхности (поверхностный источник), объемного тела (источника). В этих случаях источник разбивается на элементарные части, каждую из которых можно считать точечным источником. Интенсивность всего тела будет представлять собой сумму излучений элементарных излучателей, которая в пределе перейдет в интеграл.

Исходными выражениями для расчета интенсивности элементов таких источников служат выражения, полученные на основании формулы (1.26):

$$\begin{aligned}
 dI &= K\eta \frac{dx}{r^2} \cdot e^{-\mu r} , \\
 dI &= K\rho \frac{dS}{r^2} \cdot e^{-\mu r} , \\
 dI &= Kq \frac{dV}{r^2} \cdot e^{-\mu' r' - \mu'' r''} .
 \end{aligned}
 \tag{1.32}$$

где η, ρ, q – соответственно линейная, поверхностная и объемная плотности радиоактивного вещества; dx, dS, dV – излучающие элементы линии, поверхности, объема; $\eta \cdot dx, \rho \cdot dS, q \cdot dV$ – элементарные массы радиоактивного вещества. В случае объемного источника учитываются параметры не только вмещающих пород, но и источника (в формуле помечено одним или двумя штрихами).

Для более точного расчета интенсивности излучения тел необходимо учитывать еще так называемый фактор накопления излучения, учитывающий рассеянное излучение после его прохождения через вещество. Фактор накопления зависит от поглощающих свойств вмещающих пород, расстояния до источника, энергии излучателя, эффективного атомного номера. Фактор накопления зависит также от эффективности детектора и поглощающей способности его гильзы.

Для приближенных расчетов, которые обычно удовлетворяют практическим требованиям, фактор накопления не учитывается.

Решение прямой задачи расчета интенсивности γ -излучения проведено для некоторых тел правильной геометрической формы. Конечные формулы выражаются с помощью функции Кинга $\Phi(x)$:

$$\Phi(x) = \int_0^{\pi/2} e^{-x \sec \psi} \cdot \sin \psi d\psi .
 \tag{1.33}$$

Функция Кинга табулирована и ее значения приведены в математических справочниках, что существенно облегчает расчет интенсивности излучений тел. Она ведет себя аналогично функции e^{-x} , т.е. при $x = 0$, $\Phi(x) = 1$, а при $x \rightarrow \infty$, $\Phi(x) \rightarrow 0$ и убывает значительно быстрее (рис. 1.7):

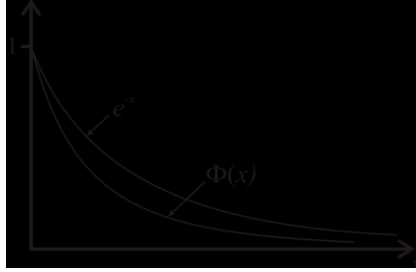


Рис. 1.7. Графики функций $\Phi(x)$ и e^{-x}

Для практических расчетов интенсивности излучений удобно тело в виде конического диска (усеченного конуса), изображенное утолщенной линией на рис. 1.8. Верхнее основание диска толщиной l выходит на дневную поверхность, а точка наблюдения P находится на высоте H .

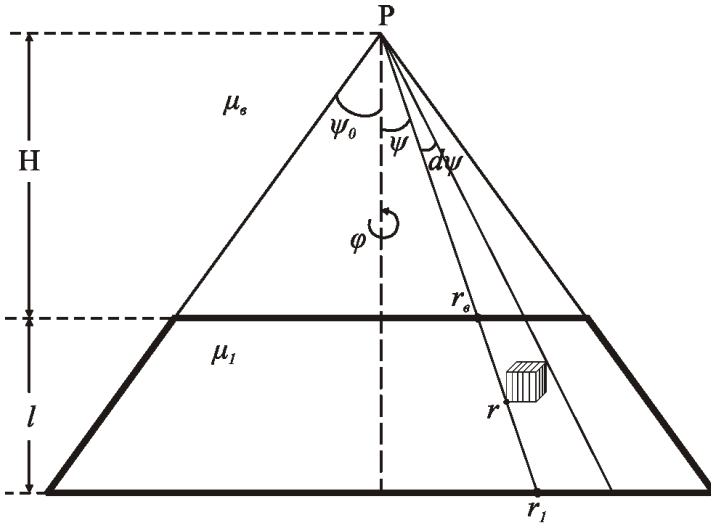


Рис. 1.8. Конический диск (усеченный конус)

Опуская подробности вывода формулы вычисления интенсивности, запишем ее в окончательном виде:

$$I = \frac{2\pi K Q \sigma}{\mu_1} [\Phi(\mu_6 H) - \cos \psi_0 \cdot \Phi(\mu_6 H \sec \psi_0)] - \frac{2\pi K Q \sigma}{\mu_1} [\Phi(\mu_1 l + \mu_6 H) - \cos \psi_0 \cdot \Phi((\mu_1 l + \mu_6 H) \sec \psi_0)]. \quad (1.34)$$

Накладывая на формулу (1.34) граничные условия, можно получить различные частные случаи.

1. Предположим, что точка наблюдения Р находится на поверхности земли, т.е. $H = 0$, нижняя граница тела уходит в бесконечность на глубину ($l \rightarrow \infty$) и горизонтальные его границы также отодвинуты в бесконечность, т.е. $\psi_0 \rightarrow \frac{\pi}{2}$. Такое тело называют бесконечным полупространством, т.к. γ -излучателями являются все горные породы, находящиеся под поверхностью земли (рис. 1.9).

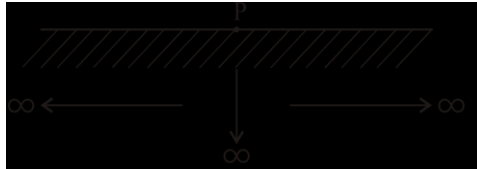


Рис. 1.9. Точка измерения Р на поверхности бесконечного полупространства

Несмотря на то что встретить бесконечный пласт на практике кажется нереальным, этот случай весьма распространен. Расчеты показывают, что за бесконечный можно принять пласт, для которого произведение плотности на длину по всем направлениям не менее 100 г/см^2 . Так, при плотности $2,0 \text{ г/см}^3$ длина пласта (или ширина) должна быть всего 50 см , а при плотности $2,5 \text{ г/см}^3$ – всего 40 см . Термин «бесконечное полупространство» означает, что увеличение его размеров не увеличит интенсивности его излучения, поскольку дополнительный выход γ -квантов из него происходить не будет из-за их поглощения внутри пласта.

Анализируя формулу (1.34) при заданных условиях, получаем

$$I = \frac{2\pi K Q \sigma}{\mu_n} = I_{\frac{1}{2}^{\infty}}(0), \quad (1.35)$$

где μ_n – линейный коэффициент поглощения γ -лучей в радиоактивном пласте.

На основании формулы (1.35) можно определять процентное содержание радиоактивного элемента в пласте по измерению интенсивности γ -поля на его поверхности (при выполнении условия $l \cdot \sigma \geq 100$ г/см²):

$$Q = I_{\frac{1}{2}^{\infty}}(0) \cdot \frac{\mu_n}{2\pi K \sigma}. \quad (1.36)$$

2. Имеется бесконечное полупространство ($l \rightarrow \infty; \psi_0 \rightarrow \frac{\pi}{2}$), а наблюдения выполняются на высоте H (рис. 1.10).

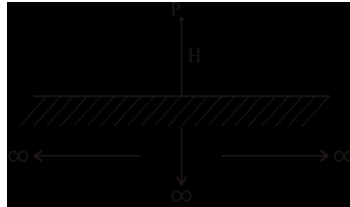


Рис. 1.10. Точка измерения Р на высоте Н от бесконечного полупространства

В этом случае на основании формулы (1.34) получаем

$$I = I_{\frac{1}{2}^{\infty}}(H) = \frac{2\pi K Q \sigma}{\mu_n} \cdot \Phi(\mu_n H) = I_{\frac{1}{2}^{\infty}}(0) \cdot \Phi(\mu_n H). \quad (1.37)$$

Формула (1.37) позволяет приводить наблюдения, выполненные на высоте H , к уровню земли, и используется при интерпретации результатов аэрогамма-съемки:

$$I_{\frac{1}{2}^{\infty}}(0) = \frac{I_{\frac{1}{2}^{\infty}}(H)}{\Phi(\mu_n H)}. \quad (1.38)$$

3. Имеется излучающее бесконечное полупространство ($l \rightarrow \infty; \psi_0 \rightarrow \frac{\pi}{2}$), перекрытое нерадиоактивными породами мощно-

стью h , экранирующими γ -излучение. Наблюдения проводятся на поверхности земли (рис. 1.11). Этот случай аналогичен предыдущему, в котором экраном являлся воздух, и поэтому имеем

$$I = I_1 \frac{1}{2} \cdot \Phi(\mu_n h). \quad (1.39)$$

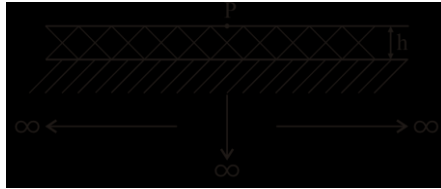


Рис. 1.11. Бесконечное полупространство, перекрытое неизлучающими породами

Коэффициент поглощения γ -лучей в среде зависит от энергии γ -квантов. Для воздуха он составляет величину порядка $n \cdot 10^{-5} \text{ см}^{-1}$. В горных породах поглощение приблизительно на два порядка больше, чем в воздухе. Поскольку $\mu_n \gg \mu_g$, то неизлучающие горные породы даже небольшой мощности служат существенным экраном для прохождения γ -лучей. Это обстоятельство уменьшает глубинность исследования при проведении γ -съемки и ограничивает ее возможности.

4. Имеется пласт конечной мощности l , но бесконечного простираения, т.е. $\psi_0 \rightarrow \frac{\pi}{2}$. Наблюдения проводятся на высоте H (рис. 1.12). В этом случае

$$I = \frac{2\pi K Q \sigma}{\mu_n} [\Phi(\mu_g H) - \Phi(\mu_n l + \mu_g H)]. \quad (1.40)$$



Рис. 1.12. Радиоактивный пласт конечной мощности

Если пренебречь поглощением γ -лучей в воздухе, то

$$I \approx \frac{2\pi K Q \sigma}{\mu_n} [1 - \Phi(\mu_n l)].$$

5. Имеется локальный излучающий участок бесконечной мощности, т.е. $l \rightarrow \infty$. Наблюдения выполняются на высоте H (рис. 1.13).
Имеем

$$I = \frac{2\pi K Q \sigma}{\mu_n} [\Phi(\mu_n H) - \cos \psi_0 \cdot \Phi(\mu_n H \sec \psi_0)]. \quad (1.41)$$

Если пренебречь поглощением в воздухе, то

$$I \approx \frac{2\pi K Q \sigma}{\mu_n} (1 - \cos \psi_0). \quad (1.42)$$

Формула (1.42) применяется для подсчета интенсивности γ -излучения локальных участков. При увеличении размеров локального участка (увеличении угла ψ_0) она становится аналогичной формуле (1.35).

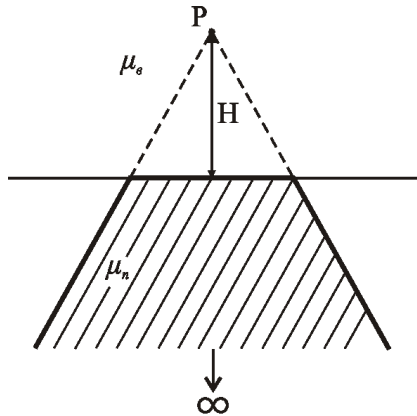


Рис. 1.13. Радиоактивный локальный участок

Теперь возьмем модель бесконечного вертикального пласта (рис. 1.14). Интенсивность его излучения определяется по формуле

$$I = \frac{\pi K Q \sigma}{\mu} [\Phi(\mu x) - \Phi(\mu(x+l))]. \quad (1.43)$$

При $x=0$ (граница пласта) и $l \rightarrow \infty$ будем иметь

$$I = \frac{\pi K Q \sigma}{\mu} = \frac{1}{2} I_{\frac{1}{2}^{\infty}}(0). \quad (1.44)$$

Формула (1.44) показывает, что на границе пласта интенсивность составляет половину от бесконечного полупространства, т.е. от своего максимального значения. Это позволяет определять границы таких пластов.

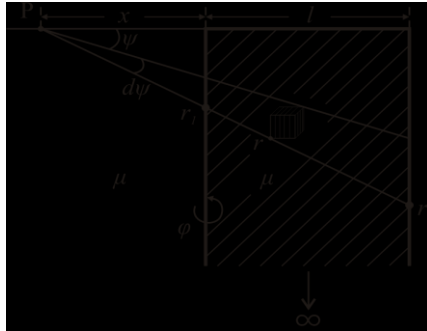


Рис. 1.14. Бесконечный вертикальный пласт

1.8.2. Аэрогамма-съемка

Съемка заключается в изучении γ -поля горных пород с помощью радиометра, установленного на самолете или вертолете. В настоящее время проводятся также опытные работы по использованию беспилотных летательных аппаратов (БПЛА) – дронов (от англ. *drone* – трутень), внедрение которых в практику имеет большие перспективы, поскольку значительно снизит стоимость работ.

При съемке измеряют как интегральную, т.е. суммарную, без учета энергии, интенсивность γ -поля для локализации аномальных участков, так и интенсивность на отдельных линиях спектра для раздельного определения урана (по радию), тория и калия. Второй вариант съемки называют спектрометрической аэрогамма-съемкой.

Интегральный вариант съемки дает качественную характеристику поля, отражающую суммарное распределение всех природных радионуклидов, но не дает информации о вкладе каждого из них в общее γ -поле.

Спектрометрический вариант, регистрирующий γ -излучение на отдельных линиях энергетического спектра, соответствующих излучениям урана (по радию), тория и калия, позволяет делать заключение о распределении этих элементов в породе и применяется шире интегрального.

Съемка применяется при геологическом и геохимическом картировании с целью прогнозной оценки площади для проведения дальнейших поисковых работ, изучения зон разломов и тектонических нарушений, поисков месторождений урана, тория, калия, а также нерадиоактивных полезных ископаемых, для которых установлена генетическая связь с радиоактивными. Эта связь является следствием миграции различных элементов в процессах рудообразования. Таким процессам подвержены многие элементы, например, олово, вольфрам, молибден, тантал, ниобий, бериллий, золото, медь, кобальт, висмут, цинк, свинец, сурьма, ртуть, мышьяк, бокситы, фосфориты, серебро и многие другие.

Метод имеет высокую производительность и оперативность. За рабочий день съемкой может быть охвачено до 200 км² территории. Поэтому метод не относится к дорогостоящим и является более дешевым, чем наземные поисковые работы того же масштаба. Кроме того, обычно на самолете (вертолете) монтируется аппаратура для измерения и других геофизических полей, в частности, магнитного, электромагнитного, поэтому имеется возможность комплексного использования результатов нескольких методов, что существенно повышает геологическую и экономическую эффективность работ.

Наряду с неоспоримыми достоинствами аэро- γ -съемка имеет и определенные недостатки:

- 1) небольшая глубина исследования, обусловленная малой чувствительностью при наличии даже небольших по мощности нерадиоактивных отложений, оказывающих экранирующее влияние на распространение γ -поля на высоте. В связи с этим может иметь место пропуск рудопроявлений, а иногда и крупных месторождений руд, поскольку даже на поверхности земли интенсивность γ -поля бывает небольшой, в особенности при малом коэффициенте радиоактивного равновесия;

2) малая чувствительность при полетах на больших высотах и в связи с этим низкая эффективность работ в горных, даже хорошо обнаженных, районах;

3) необходимость наземной проверки аэро- γ -аномалий, многие из которых не подтверждаются, т.к. связаны с изменением рельефа, мощности рыхлых отложений, фоновых содержаний радиоактивных элементов и т.д.

Несмотря на отдельные недостатки, метод широко применяется на практике. Его применение наиболее эффективно в районах со спокойным рельефом, хорошей обнаженностью, широким развитием механических и солевых ореолов рассеяния, сухим климатом. Невыполнение этих условий снижает эффективность метода.

Неблагоприятными условиями для проведения съемки являются заболоченность, наличие морен, эоловых образований, отсутствие близ поверхности земли ореолов рассеяния радиоактивных элементов, густая залесенность, изрезанность рельефа и др. В частности, лессовидные или пылевидные отложения мощностью более 0,5 м практически полностью экранируют γ -излучение нижележащих пород.

1.8.3. Автогамма-съемка

Метод заключается в изучении γ -поля горных пород радиометром, установленным на автомобиле повышенной проходимости или вездеходе, и имеет много общего в методике проведения работ, обработке и интерпретации результатов наблюдений с аэрогамма-съемкой. Применяется для решения тех же задач, что и аэрогамма-съемка, но в более крупных масштабах, а также для детализации аэрогамма-аномалий. Основной областью ее применения являются детальные площадные поиски радиоактивных руд.

Наибольшая эффективность применения съемки отмечается в районах, где рудные тела или их ореолы и потоки рассеяния выходят на дневную поверхность. Благоприятными условиями являются мало-залесенная местность со слабо развитой сетью рек, озер, болот, с углами наклона не более 8–10°, районы с хорошей проходимостью для автомобильного (вездеходного) транспорта.

Неблагоприятными условиями (как и при аэрогамма-съемке) являются заболоченные и залесенные участки, участки без ореолов рассеяния, с эоловыми образованиями. Заметно уменьшает эффективность съемки наличие рыхлых образований, однако в них часто развиваются солевые и газовые ореолы рассеяния, и тогда такие наносы мощностью до 1,5–2,0 м не являются препятствием для проведения

съемки и позволяют обнаруживать под ними залежи радиоактивных руд.

Применяются интегральный и спектрометрический варианты съемки. Спектрометрический вариант более эффективен, чем в аэро-гамма-съемке, поскольку за счет меньшей скорости перемещения радиометра точность раздельного определения урана, тория и калия при автогамма-съемке становится выше.

1.8.4. Пешеходная гамма-съемка

Это наиболее простой и распространенный вид γ -съемки. Применяется при мелкомасштабных, среднемасштабных, детальных поисках радиоактивных и генетически связанных с ними нерадиоактивных элементов, детализации аэро- и авто- γ -аномалий, геологическом картировании, поисках зон тектонических нарушений, радиационном экологическом контроле местности. Метод отличается простотой выполнения полевых работ, невысокими экономическими затратами и может применяться в любых геоморфологических, климатических условиях и в труднодоступных районах.

Учитывая то, что основными γ -излучателями уранорадиевого семейства являются продукты распада радия, к недостаткам метода, как в целом всех γ -методов, следует отнести то, что при съемке происходит индикация не урана, а радия, который в силу неравномерной миграции элементов территориально может быть разобщен с ураном.

Кроме того, невелика глубинность исследования, хотя и несколько выше, чем при аэро- и авто- γ -съемках. Приближенно можно считать, что глубинность h и линейный эффективный коэффициент поглощения γ -излучения в неизлучающих наносах μ_n связаны соотношением

$$h \approx \frac{3}{\mu_n}. \quad (1.45)$$

В среднем для наносов $\mu_n \approx 0,07 \text{ см}^{-1}$, поэтому глубинность съемки составляет 40–45 см. В то же время за счет развития ореолов рассеяния над рудными объектами глубинность съемки может возрасти до 3–4 м. В связи с этим для проведения съемки благоприятны обнаженные районы и районы с механическими или солевыми ореолами рассеяния. Такими, в частности, являются районы с хорошо расчлененным рельефом и развитой гидросетью.

Напротив, неблагоприятны районы с большой мощностью рыхлых отложений и районы с резко выраженным промывным режимом, приводящим к вымыванию радиоактивных элементов из поверхностных горизонтов.

Применяют как интегральный вариант съемки, так и спектрометрический. Интегральный вариант проще спектрометрического и применяется более широко, однако он не дает информации о природе поля. Для раздельного определения урана, тория, калия применяется спектрометрическая γ -съемка. При геологическом картировании проводят маршрутную съемку, при поисках полезных ископаемых – площадную.

1.8.5. Эманационная съемка

Съемка также относится к радиометрическим методам, поскольку изучается газообразное поле естественных радиоактивных газов (эманаций) радона и торона.

Она заключается в измерении концентрации эманаций в почвенном воздухе или в воздухе, извлеченном из горных пород. Метод применяется для поисков урановых и ториевых руд, для изучения зон тектонических разломов и нарушений, для решения многих инженерно-геологических задач, связанных с изучением трещиноватости пород, ослабленных, закарстованных, оползневых участков, предсказания землетрясений, для экологического контроля содержания радона в воздухе.

Для характеристики эманационной способности горных пород вводится понятие коэффициента эманирования, т.е. отношения количества эманации, выделившейся в поровое пространство породы, к общему образовавшемуся ее количеству за тот же промежуток времени. Измеряется он в процентах или частях.

Коэффициент эманирования зависит от химического состава и многих физических свойств породы: плотности, коэффициентов пористости и проницаемости, температуры, влажности, структуры породы, степени ее выветрелости. Плотные, неизменные породы с низкой пористостью, обычно имеют невысокие коэффициенты эманирования. И наоборот, в измененных, выветрелых и пористых породах коэффициент эманирования увеличивается.

Определение коэффициента эманирования в реальных средах показывает, что он может меняться в очень широких пределах – от долей процента до многих десятков процентов. Поэтому его следует определять для тех конкретных условий, для которых рассматривается

эманирование. Для горных пород коэффициент эманирования находится в интервале 20–95 %, а для почв обычно составляет 40–45 %.

Большой диапазон изменения коэффициента вносит сложности при интерпретации результатов съемки, т.к. аномалии могут возникнуть не только из-за наличия рудного тела или иного источника эманации, но также из-за резкого увеличения величины коэффициента эманирования. И наоборот, породы с малой эманлирующей способностью, но большим содержанием материнского элемента могут оказаться пропущенными.

Выделяющаяся в горную породу эманация перемещается от места своего образования по направлению убывания концентрации. Основным фактором перемещения является диффузия, т.е. перемещение эманации за счет теплового движения молекул. Этот процесс характеризуется коэффициентом диффузии, т.е. количеством эманации, проникающей через единичную площадку за единицу времени и имеет размерность $\text{см}^2/\text{с}$.

Величина коэффициента диффузии зависит в основном от тех же факторов, что и коэффициент эманирования, т.е. пористости, проницаемости, влажности, температуры. Причем значение имеет не абсолютная пористость пород, а размер пор, от чего зависит проницаемость породы. Так, например, коэффициент пористости глин является наибольшим, по сравнению с любыми другими терригенными породами, однако диффузия эманаций в глинах проявляется значительно меньше из-за малого размера пор и, как следствие, малой проницаемости.

Пористость, проницаемость, трещиноватость горных пород существенно зависят от их напряженно-деформированного состояния. При сжатии пород эти параметры снижаются и соответственно снижается коэффициент диффузии. При разгрузке происходит обратная картина – коэффициент диффузии возрастает.

Поскольку диффузия представляет собой тепловое движение молекул, то повышение температуры приводит к увеличению коэффициента диффузии. Увеличение влажности, наоборот, снижает коэффициент диффузии. Это связано с заполнением пор водой, которая характеризуется очень низким коэффициентом диффузии (около $10^{-5} \text{ см}^2/\text{с}$).

Коэффициент диффузии зависит также от молекулярных весов горных пород, а поэтому в конкретных условиях измерений эти коэффициенты для разных эманаций практически равны между собой, а для разных типов горных пород меняются в широких пределах – от 10^{-2} до $10^{-4} \text{ см}^2/\text{с}$.

В ряде случаев доминирующим фактором в миграции эманации является конвективный перенос, способный перемещать эманации на десятки и даже сотни метров от рудных тел.

Таким образом, газы из горной породы в атмосферный воздух переносятся в несколько этапов. После эманирования, т.е. выделения из кристаллической решетки минерала в мелкие поры горной породы, газ за счет диффузионно-конвективного переноса переходит в более крупные поры и трещины, после чего попадает в атмосферу. При этом в его переносе возрастает роль турбулентной диффузии, обусловленной повышением градиента температуры в нижнем слое атмосферы и наличием ветра.

Все сказанное предопределяет благоприятные условия для проведения эманационной съемки. В частности, эффективность съемки повышается в сухих, жарких районах и при наличии трещиноватых, пористых пород. Снижение эффективности съемки происходит в районах, где грунтовые воды подходят близко к поверхности земли, а также в районах с каменными осыпями, моренными отложениями, многолетней мерзлотой, заболоченностью.

Эманационная съемка обладает гораздо большей глубиной, чем γ -методы, и в этом ее неоспоримое преимущество перед ними. Однако она более трудоемка и поэтому применяется обычно на перспективных, но закрытых территориях, когда γ -методы не дают ожидаемого результата.

Концентрация эманации, например радона, в почвенном воздухе на поверхности радиоактивного пласта C_{0Rn} имеет многофакторную зависимость. В частности, она зависит от концентрации материнского элемента, в данном случае радия C_{Ra} , плотности породы σ , коэффициента эманирования k_e и коэффициента пористости k_n :

$$C_{0Rn} = C_{Ra} \frac{k_e \cdot \sigma}{k_n} . \quad (1.46)$$

Если радиоактивный пласт перекрыт наносами, то концентрацию эманации C_{Rn} в точке отбора пробы определяют по формуле

$$C_{Rn} = C_{0Rn} \cdot e^{-x\sqrt{\frac{\lambda}{D}}} , \quad (1.47)$$

где x – расстояние от точки отбора пробы до пласта; λ – постоянная распада радона; D – коэффициент диффузии.

Аналогично определяется концентрация торона с использованием его параметров. Изучение концентрации актинона практического значения не имеет, т.к. его материнский продукт U^{235} в смеси изотопов урана занимает всего лишь 0,7 %, а период полураспада наименьший по сравнению с другими эманациями (4 с) и он быстро распадается.

Формулу (1.47) можно использовать для определения расстояния, на котором концентрация эманации составляет определенную величину от концентрации на поверхности пласта, т.е. оценивать глубинность съемки. Для этого формулу прологарифмируем и найдем x :

$$x = \sqrt{\frac{D}{\lambda}} \cdot \ln \frac{C_0}{C}, \quad (1.48)$$

где C_0 определяется по формуле (1.46), а величина C обусловлена чувствительностью эманометра.

Расчеты показывают, что для радона глубинность в среднем составляет около 3–4 м, а при высоких коэффициентах диффузии в рыхлых отложениях достигает 6–7 м. Глубинность для торона лишь незначительно превышает глубину взятия пробы. При наличии ореолов рассеяния глубинность значительно возрастает и может достигать нескольких десятков метров.

Выявленные в процессе съемки аномалии по своему происхождению могут быть четырех видов:

- 1) рудные;
- 2) ореольные;
- 3) аномалии эманирования;
- 4) аномалии экранирования.

Первые два вида аномалий обусловлены рудными телами или механическими и солевыми ореолами рассеяния и представляют наибольший интерес при поисках урановых и ториевых руд. Иногда такого типа аномалии обусловлены пластовыми водами, обогащенными радием или радоном, а также скоплением в наносах радия, переотложенного в процессе миграции.

Два других вида аномалий имеют малую интенсивность и обусловлены изменением трещиноватости или изменением уплотненности вышележащих пород. Они могут быть использованы при решении различных инженерно-геологических и экологических задач.

Например, аномалии эманирования могут быть обусловлены повышенной миграцией радиоэлементов по зонам разломов, дроблений, трещин, на участках сильно выветрелых пород. По форме аномалии отображают простирающие зоны. Такие аномалии могут возникать

при прогибании над шахтами или иными подземными пустотами вышележащих слоев горных пород. В этом случае происходит деформация пород и различные макроскопические дефекты увеличиваются. Возникают такие аномалии и при движении оползней.

Аномалии экранирования связаны с наличием в рыхлых отложениях газонепроницаемых покрышек, расположенных над горизонтом отбора проб. Такие покрышки (глинистые отложения, увлажнение почвы и пр.) нарушают нормальный газообмен между почвой и атмосферой, препятствуют выходу эманаций в атмосферу и способствуют их концентрации. Часто такие аномалии связаны с уплотненными участками поверхности рыхлых отложений (старые полевые дороги, тропы), с выпавшими дождевыми осадками, когда вода заполняет поры и препятствует газообмену. Аномалии такого типа обычно линейно вытянуты.

Интерпретация результатов эманационной съемки представляет сложную задачу, поскольку концентрация эманаций зависит не только от содержания материнского продукта, но и от свойств пород. Кроме того, концентрация радия, а следовательно, и радона существенно зависит от смещения коэффициента радиоактивного равновесия.

Для оценки перспективности аномалии полезно измерение концентраций на различных глубинах (в шпурах, мелких скважинах). Это позволяет определить глубину рудного тела.

1.9. Ядерно-геофизические методы

Ядерно-геофизические методы основаны на изучении искусственно созданных радиационных полей при облучении горной породы источником γ -квантов или нейтронов. Исследуются различные изменения этих полей после прохождения их через горную породу или какие-либо возникшие сопутствующие явления.

Существует большое количество ядерно-геофизических методов. Они широко применяются при разведке, разработке и эксплуатации практически всех полезных ископаемых – как радиоактивных, так и нерадиоактивных – рудных, угольных, нефтяных, газовых. В частности, с помощью ядерно-геофизических методов исследования скважин дополнительно выявляется около 20 % газоносных пластов, «пропущенных» другими методами. Многие методы входят в обязательный комплекс каротажных исследований, другие являются дополнительными или специальными, применяющимися при некоторых исследованиях. Дополнительные методы используются в сложных геологиче-

ских условиях, а специальные – при изучении отдельных скважин, материал по которым служит в качестве опорной информации.

Ядерно-геофизические методы также применяются для определения физических свойств горных пород, что способствует более эффективной разработке нефтяных и газовых месторождений и добыче нефти и газа.

Методы широко используются для экспрессного компонентного анализа проб горных пород в лабораторных условиях, заменяя более трудоемкий и дорогостоящий химический анализ. У методов есть такие преимущества, как высокая чувствительность, точность, производительность, возможность определять одновременно несколько элементов. В настоящее время проводится анализ на подавляющее большинство элементов периодической системы. Это обуславливает предпочтительность их применения при проведении массовых анализов, построении систем автоматического управления разведкой и разработкой месторождений.

Многочисленные ядерно-геофизические методы имеют ряд общих специфических особенностей при сравнении их с другими геофизическими методами:

- дают информацию о вещественном составе и физических свойствах горных пород, руд и минералов в термобарических условиях естественного залегания;

- позволяют вести количественные определения многих элементов периодической системы Д.И. Менделеева, а по экономичности и оперативности значительно превосходят методы химического анализа, часто не уступая им по точности;

- применяются в каротажном варианте значительно шире других геофизических методов, а в связи с постоянным повсеместным усложнением геолого-технических условий работ их объемы непрерывно увеличиваются;

- применение методов позволяет уменьшить потерю полезных ископаемых в процессе разработки месторождений, производить более полное и комплексное извлечение их из недр;

- являются более экспрессными по сравнению с другими геофизическими методами.

Единая классификация ядерно-геофизических методов окончательно не разработана. Обычно (но не всегда) название метода включает название первичного излучения, которым воздействуют на горную породу, и вторичного, которое регистрируется. Нередко один и тот же метод имеет несколько названий.

Наиболее широкое применение нашли следующие ядерно-геофизические методы:

- гамма-гамма;
- рентгенорадиометрический;
- метод ядерного гамма-резонанса;
- гамма-нейтронный (фотонейтронный);
- нейтрон-нейтронный;
- нейтронный гамма;
- активационный анализ;
- ядерно-магнитный каротаж.

Поскольку при облучении горных пород ионизирующим источником могут возникнуть различные поля и явления, то при решении конкретных задач применяют комплекс нескольких методов, с помощью которых изучаются возникшие поля или какие-либо явления. Это позволяет повысить геологоразведочную эффективность методов.

1.9.1. Гамма-гамма метод

Метод заключается в облучении горных пород источником γ -квантов и их регистрации после прохождения через горную породу. Применяется в двух вариантах – для измерения плотности пород (ГГМ-п, плотностной) и эффективного атомного номера среды (ГГМ-с, селективный).

Наибольшее применение метод находит при определении плотности. Это позволяет вести поиск полезных ископаемых, отличающихся по плотности от вмещающих пород, решать инженерно-геологические задачи. Кроме того, знание плотности требуется для интерпретации результатов различных геофизических методов (гравиразведки, сейсморазведки), подсчета запасов полезных ископаемых и пр., что повышает геологическую эффективность работ.

Установлено, что при взаимодействии γ -излучения с веществом вероятность комптоновского эффекта практически не зависит от состава пород, а является функцией плотности. Поэтому если регистрировать γ -кванты таких энергий, для которых преобладает комптоновский эффект, то получим результат, зависящий лишь от плотности: чем больше плотность среды, тем большее в ней поглощение. Вероятность других видов взаимодействия γ -квантов с веществом для таких энергий является минимальной. Таким требованиям удовлетворяют источники с энергией γ -квантов от 0,5 до 1,5 МэВ, например, Cs^{137} ($E = 0,66$ МэВ), Co^{60} ($E = 1,17$ и $1,33$ МэВ) и др. Счетчики для

регистрации должны иметь низкую эффективность в области малых энергий. Таким требованиям удовлетворяют счетчики Гейгера – Мюллера типа *МС*, *СТС* и сцинтилляционные счетчики с кристалломлюминофором *NaI(Tl)*.

Метод определения плотности применяется в трех модификациях: МПГУ – метод просвечивания узким пучком γ -излучения, МПГШ – метод просвечивания широким пучком, МРГ – метод рассеянного γ -излучения.

Модификация МПГУ применяется в лабораторных условиях. Узкий пучок γ -квантов получается за счет использования свинцового коллиматора. Интенсивность излучения источника после прохождения через образец можно определить по формуле

$$I = I_0 \cdot e^{-\mu d}, \quad (1.49)$$

где I_0 – интенсивность γ -излучения источника при отсутствии образца; I – интенсивность с образцом; d – толщина образца; μ – линейный коэффициент поглощения γ -квантов.

Введем в формулу (1.49) массовый коэффициент поглощения $c_0 = \frac{\mu}{\sigma}$, где c_0 – объемная плотность, и тогда будем иметь

$$\sigma = \frac{1}{c_0 d} \ln \frac{I_0}{I}. \quad (1.50)$$

Измеренная величина интенсивности γ -излучения, строго говоря, зависит не от объемной, а от электронной плотности, но для основных пороодообразующих элементов ($z \leq 20$) электронная плотность практически равна объемной.

Модификация МПГШ применяется в инженерной геофизике для определения средней плотности в некотором глубинном интервале или на определенной глубине. Данная модификация широко применяется также для решения различных океанологических задач, в которых требуется знание плотности морской воды на различных глубинах с высокой точностью – до 10^{-5} г/см³. Источником γ -квантов служит цезий-137, а детектором – пластмассовые сцинтилляторы, обеспечивающие наиболее высокую точность определения плотности, либо неорганический сцинтиллятор *NaI(Tl)*.

Модификация МРГ в основном применяется для исследования скважин и наиболее широко используется в нефтяной геологии. Здесь он является одним из основных методов исследования открытого ствола скважин во всех типах разрезов и используется для определения пористости и глинистости. Применяется также при разведке угольных месторождений.

Модификация МРГ применяется также для разделения в разрезе скважин пород с различной плотностью, особенно если объект поисков значительно отличается по плотности от вмещающих пород. В частности, метод эффективен для расчленения гидрохимических пород, для выделения хромитовых, железных, марганцевых руд с повышенной плотностью, а также каменных углей, имеющих пониженную плотность по сравнению с вмещающими породами. Метод позволяет определять также зольность углей.

Определение плотности пород без отбора проб делает метод удобным для определения плотности удаленных объектов и широко используется в космонавтике.

Для изучения вещественного состава используется селективный вариант метода – ГГМ-с. Теоретическими исследованиями установлено, что эффективный атомный номер среды, иначе говоря, ее вещественный состав, оказывает существенное влияние на вероятность фотоэффекта при взаимодействии γ -квантов с веществом, а изменение других параметров среды, в частности плотности, имеет второстепенное значение. Поэтому для изучения вещественного состава горных пород используется источник γ -квантов малых энергий (меньше 0,5 МэВ), для которых основным видом взаимодействия с веществом является фотоэффект. Исследование наиболее эффективно, если энергия γ -квантов источника находится в диапазоне от 100 до 200 кэВ.

В селективном варианте метода используются те же модификации, что и в ГГМ-п. Наиболее широко применяется модификация МРГ для изучения разрезов скважин. Благоприятны условия, когда сравнительно легкая среда обогащена каким-нибудь одним тяжелым компонентом.

Метод имеет широкое применение на железорудных месторождениях и месторождениях тяжелых металлов, в частности, свинца, вольфрама, ртути, сурьмы, цинка. С его помощью по каротажным диаграммам выделяют рудные интервалы, определяют мощность рудных тел, оценивают содержание элементов, проводят оконтуривание рудных тел, экспрессный анализ порошковых проб в лабораторных условиях. Осложняющими факторами являются высокая кавернозность

стенок скважин, многокомпонентность руд, присутствие в них других тяжелых элементов, например, бария.

Общим недостатком ГГМ является небольшая зона исследования. В плотностном варианте она составляет 10–15 см, а в селективном – не более 5 см. На показания прибора существенное влияние оказывают положение прибора в скважине, наличие каверн, плотность бурового раствора, толщина глинистой корки, наличие обсадки. Для учета мешающих факторов применяют измерения двумя зондами различной длины.

Геологический разрез обычно изучают в необсаженных скважинах. При исследовании технического состояния скважин измерения проводят, наоборот, в обсаженных скважинах. В этом случае показания существенно уменьшаются и зависят в основном от толщины и плотности цементного камня, поэтому метод применяется для определения качества цементжа.

1.9.2. Рентгенорадиометрический метод

Метод применяется для количественных измерений большинства элементов с зарядом ядра более 30 и некоторых элементов с зарядом от 20 до 30. Является прямым методом определения большинства металлов. Используется обычно в скважинном варианте и при лабораторном анализе. Метод применяется также для контроля качества и сортировки рудного сырья на горно-обогатительных комбинатах. Наиболее широко метод применяется при изучении месторождений вольфрама, свинца, сурьмы, молибдена, бария, висмута, олова, хрома.

Физические основы метода заключаются в следующем. При облучении горных пород γ -квантами малых энергий происходит их фотоэлектрическое поглощение, а атом теряет связанные с ним электроны. Такое состояние атома оказывается неустойчивым. Появившаяся электронная вакансия почти мгновенно (через $10^{-7} - 10^{-16}$ с) заполняется электроном с более отдаленной орбиты, и атом переходит в состояние с меньшей энергией. Избыток энергии, равный разности энергий покинувшего электронную оболочку электрона и занявшего его место, выделяется в виде квантов рентгеновского излучения, называемого характеристическим, длина его волны $10^{-6} - 10^{-9}$ см. Такое излучение имеет дискретный спектр, состоящий из отдельных линий, энергия которых строго специфична, поэтому она характеризует собой данный элемент и этот параметр позволяет его распознать.

Для изучения отдельных элементов необходимо регистрировать излучение конкретной энергии, соответствующей энергии связи электрона

тронов на одной из оболочек атомов элемента, как правило, оболочки K . По амплитуде эффекта возможно определять содержание элемента.

В качестве источников γ -квантов используют источники, испускающие γ -кванты с энергией от 5 до 120 кэВ, в частности тулий (Tm^{170}), америций (Am^{241}), кадмий (Cd^{109}), железо (Fe^{55}), кобальт (Co^{57}), молибден (Mo^{93}) и др. Оптимальной является энергия γ -квантов в пределе $1,1E_k < E_\gamma < 3,3E_k$, где E_k – энергия K -края поглощения изучаемого элемента. При меньшей энергии γ -кванты не вызовут рентгеновского излучения, при большей – возникнет повышенный фон.

В качестве детектора обычно используются сцинтилляционные счетчики с кристаллами $NaI(Tl)$ или $CsI(Tl)$, имеющими низкий уровень собственных шумов, а также полупроводниковые детекторы, имеющие высокое энергетическое разрешение. Мягкое излучение (до 25 кэВ) регистрируют пропорциональными счетчиками, также обладающими высоким энергетическим разрешением.

Итак, для возбуждения характеристического излучения необходимо иметь источник γ -квантов, определенной энергии. Поэтому при анализе на различные элементы необходимо иметь набор источников с необходимой энергией, но это практически трудно выполнимо.

Для выхода из создавшегося положения применяют не прямое возбуждение источником, а двухступенчатое, когда источником облучают не пробу, а так называемую мишень из заранее подобранного материала. Возникающим в мишени рентгеновским излучением затем облучают пробу. Таким образом, нужную энергию γ -квантов подбирают не источником, а мишенью, что обычно технологически более практично.

Энергетическое разрешение сцинтилляционных, а также полупроводниковых и пропорциональных γ -спектрометров для выделения изучаемой энергии все же недостаточно четкое и не удовлетворяет полностью требованиям точного выделения нужной энергии. Наряду с этой энергией регистрируется также энергия излучения некоторых соседних элементов.

Более точного выделения энергии и повышения селективности метода можно достичь, применяя полупроводниковые счетчики, охлаждаемые с помощью термоэлектрического холодильника. Другой, практически более удобный, способ повышения селективности – включение в схему регистрации дифференциальных фильтров (их называют также сбалансированными фильтрами или фильтрами Рос-

са), состоящих из двух соседних по отношению к определяемому элементу элементов Z_1 и Z_2 . Разность показаний при двух фильтрах обусловлена определяемым элементом.

Рентгенорадиометрический метод обладает высокой избирательной способностью и в этом имеет преимущество перед ГГМ-с. Наиболее эффективно он применяется при определении отдельных элементов в сложных рудах и элементов с зарядом ядра от 40 до 50. Широко используется при опробовании поверхности горных выработок, исследовании скважин, порошковых проб в лабораторных условиях.

Метод успешно применяется для опробования свинцово-цинково-мышьяковых руд на свинец, медно-молибденовых руд на молибден, для раздельного определения свинца и бария в свинцово-баритовом оруденении и др. Он обладает высокой производительностью.

Недостаток метода в том, что он имеет небольшой радиус исследования – лишь до 1,5–2,0 см. Его нельзя применять в обсаженных скважинах, а также при наличии больших каверн.

1.9.3. Метод ядерного гамма-резонанса

Метод называют также методом резонансного поглощения и рассеяния γ -квантов. Он применяется для определения содержаний основного промышленного минерала олова – касситерита – по изотопу Sn^{119} . Применяется также для определения железа по изотопу Fe^{57} и некоторых лантаноидов – диспрозия (по Dy^{161}) и эрбия (по Er^{151}). Достоинство метода заключается в высокой избирательной способности определять указанные элементы.

Метод основан на эффекте Мёссбауэра, открытом им в 1958 г. Эффект называют также ядерным γ -резонансом. Сущность его состоит в том, что при облучении вещества γ -квантами малых (не более 50 кэВ) энергий может наблюдаться наряду с фотоэффектом их резонансное поглощение ядрами элементов. При этом γ -квант исчезает, а ядро возбуждается, т.е. получает избыток энергии. Резонансное поглощение произойдет лишь в том случае, если энергия, которую γ -квант расходует на возбуждение ядра, будет равна разности внутренних энергий ядра, находящегося в возбужденном и основном состояниях. Таким свойством обладают лишь перечисленные изотопы.

Вероятность эффекта Мёссбауэра, т.е. испускания и поглощения без отдачи, возрастает с уменьшением температуры, и при температуре жидкого азота (-195°C) такое свойство приобретают многие ядра. Метод может применяться для определения и таких элементов, но технологически это не представляется удобным.

В качестве источника γ -квантов используется изотоп $\text{Sn}^{119\text{m}}$ ($T = 250$ дней, $E_\gamma = 23,8$ кэВ), детектором является сцинтилляционный кристалл $\text{NaI}(\text{TI})$. Для поглощения возникающего в источнике рентгеновского излучения применяется палладиевый фильтр.

Метод применялся также для определения железа в образцах лунных пород, доставленных на Землю экипажами «Аполлона-11» и «Аполлона-12».

1.9.4. Фотонейтронный (гамма-нейтронный) метод

Метод заключается в облучении горных пород гамма-лучами и регистрации нейтронов, выбиваемых при фотоядерной реакции гамма-квантами из атомных ядер.

Сущность метода заключается в следующем. Для большинства элементов порог фотоядерной реакции превышает 8 МэВ, и чтобы реакция протекала, нужны мощные искусственные источники, т.к. природных γ -излучателей такой мощности не существует. Однако некоторые элементы имеют энергию связи нейтронов в ядре меньше 8 МэВ.

Минимальной энергией связи обладает бериллий, у которого она составляет 1,67 МэВ. Несколько больше она у дейтерия H^2 (2,23 МэВ) и еще у некоторых элементов не превышает 4 МэВ. Таким образом, если энергия источника γ -квантов находится в интервале 1,67–2,23 МэВ, то метод будет обладать высокой избирательной способностью определять только бериллий и поэтому может широко применяться для его поисков. Метод используется и для изучения содержания водорода (по дейтерию). В принципе он может применяться и для определения других элементов, но для этого нужно иметь более мощные источники, а избирательная способность определения конкретного элемента будет ухудшаться, т.к. нейтроны будут испускать все элементы, имеющие энергию связи нейтронов в ядре меньше энергии γ -квантов источника.

В природе бериллий целиком состоит из изотопа ${}^9_4\text{Be}$. Это редкий рассеянный элемент, среднее содержание которого в земной

коре составляет $3,5 \cdot 10^{-4}\%$, а плотность – $1,8 \text{ г/см}^3$. Основным минералом для добычи бериллия является берилл, содержащий его до 5 %, хотя промышленными уже считают руды с содержанием бериллия не менее 0,01 %.

Основное применение фотонейтронного метода – поиски бериллия в рудах в условиях их естественного залегания при автомобильной и пешеходной съемках. Метод применяется также в лабораторных условиях и при каротаже скважин. В качестве источника γ -квантов используется изотоп сурьмы Sb^{124} , имеющий период полураспада 60 дней и дающий две интенсивные линии спектра на энергиях 1,7 и 2,1 МэВ. Поэтому нейтроны выбиваются только из ядер бериллия, а ядра никаких других элементов в продуцировании нейтронов не участвуют.

Образующиеся при облучении гамма-квантами в породе нейтроны замедляются в парафиновом блоке и регистрируются сцинтилляционными детекторами $ZnS+B$. Используются также пропорциональные счетчики, заполненные бором или изотопом гелия He^3 , причем в последнем случае эффективность счетчика более высокая.

Чувствительность метода достаточно высокая (10^{-3} – 10^{-4} %) и не уступает химическому анализу, в то же время значительно превосходит его по производительности.

С появлением в практике работ малогабаритных скважинных источников жесткого γ -излучения область применения метода существенно расширится. В частности, изучая содержание дейтерия, можно уверенно выделять нефтеносные пласты, определять водонефтяной контакт в условиях обсаженных скважин и пресных пластовых вод. Как показывают лабораторные исследования, выход нейтронов из нефтеносного пласта при фотоядерной реакции в 2–3 раза больше, чем из водоносного.

Для выбивания нейтронов из дейтерия используются источники Co^{56} ($E = 3,25 \text{ МэВ}$), Na^{24} ($E = 2,75 \text{ МэВ}$) и др. При регистрации нейтронов в качестве их замедлителя вместо парафина, содержащего дейтерий и влияющего на показания, используется графит. Следует иметь в виду, что при повышенных концентрациях бериллия в изучаемой породе определение дейтерия будет завышенным.

Общий недостаток фотонейтронного метода в том, что на результат измерения влияют нейтронные свойства породы. В частности, наличие в породе элементов с высоким сечением поглощения нейтронов (например, бора) может существенно уменьшить результат. Кроме

того, используются довольно мощные источники, поэтому к технике безопасности предъявляются повышенные требования.

Часто высокие содержания бериллия сопровождаются повышенными содержаниями радиоактивных элементов. В таких случаях дополнительно применяют радиометрические методы (γ -съемку).

1.9.5. Нейтрон-нейтронный метод

Нейтрон-нейтронный метод (ННМ) относится к числу первых исследований в ядерной геофизике. Он обычно используется в каротажном варианте и тогда называется нейтрон-нейтронным каротажем (ННК).

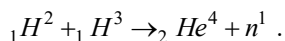
Распределение нейтронов в среде зависит от их замедления и поглощения. Замедление в основном обусловлено наличием водорода в среде, а поглощение – присутствием элементов с аномально высоким содержанием в ней нейтронопоглощающих элементов. Эти особенности в распределении нейтронов используются для изучения влажности почв, грунтов, горных пород, коэффициента их пористости, выявления нефтяных коллекторов, определения водонефтяного контакта, а также для определения содержания в горных породах элементов с высоким сечением захвата нейтронов. К таким элементам относятся гадолиний, бор, кадмий, литий, ртуть, хлор, марганец, серебро, кобальт и др. Метод может применяться также для определения элементов, не имеющих аномальных свойств по отношению к нейтронам, но для которых установлена корреляционная связь содержаний с нейтронопоглощающими элементами.

Метод заключается в облучении горных пород источником быстрых нейтронов и их изучении после прохождения через горную породу и замедления до энергии тепловых или надтепловых нейтронов. В связи с этим различают две модификации метода: ННК-т и ННК-нт (или ННМ-т и ННМ-нт). Для перехода от ННК-т к ННК-нт детектор нейтронов окружают кадмиевым экраном, который поглощает тепловые нейтроны, а надтепловые нейтроны замедляет до энергии тепловых, которые и регистрируются. Модификация ННК-т обычно используется для определения влажности и пористости пластов с пресной водой, а ННК-нт – с минерализованной.

Нейтронпоглощающие элементы в горных породах определяются как при лабораторных исследованиях, так и в условиях естественного залегания пород при полевых и каротажных работах.

Для повышения чувствительности применяют так называемый импульсный нейтрон-нейтронный метод (ИННМ), в котором исполь-

зуется импульсный источник, испускающий нейтроны не постоянно, а в виде импульсов, следующих с частотой 10–1000 имп./с. Источником нейтронов является компактный скважинный ускоритель нейтронов (нейтронный генератор), в котором ускоренные до энергии 100–150 кэВ ядра дейтерия бомбардируют тритиевую мишень:



В результате ядерной реакции испускаются нейтроны с энергией 14 МэВ, которые после замедления становятся тепловыми и поглощаются в горной породе.

Импульсный вариант метода широко используется для контроля разработки нефтегазовых месторождений, изучения нефтенасыщения коллекторов в обсаженных скважинах, а также определения в разрезе содержаний нейтронопоглощающих элементов.

Изучение пористости основано на изменении водородосодержания за счет изменения количества воды, нефти или газа, заполняющих поры. Метод применяется только в каротажном варианте. Используется *Po-Be* источник нейтронов мощностью $(2 - 6) \cdot 10^6$ имп./с, нейтроны регистрируются счетчиками Гейгера – Мюллера или сцинтилляционными. При регистрации тепловых нейтронов счетчики окружаются слоем кадмия толщиной 0,5 мм для экранирования от нейтронов более высоких энергий, а при регистрации надтепловых нейтронов – еще и слоем парафина для замедления нейтронов до тепловых энергий. Длина зонда 50–60 см.

Как показывают расчеты и экспериментальные исследования, наблюдается линейная зависимость между потоком нейтронов и натуральным логарифмом коэффициента пористости, лежащего в пределе 0,05–0,5:

$$N = a + b \cdot \ln k_n , \quad (1.51)$$

где a и b – постоянные коэффициенты, зависящие от характера разреза и условий измерений, а именно диаметра скважины, наличия обсадных труб и т.д.

С помощью ННМ можно определять коэффициент газонасыщенности, т.е. долю порового пространства, занятую газом. При замещении воды или нефти газом происходит значительное уменьшение водородосодержания – в $623/p$ раз (p – пластовое давление газа), соот-

ветственно уменьшается и плотность нейтронов. При определении должен быть известен коэффициент пористости.

1.9.6. Нейтронный гамма-метод

Нейтронный гамма-метод (или нейтронный гамма-каротаж НГК) имеет много общего с ННМ и применяется часто совместно с ним, поскольку используется один и тот же источник нейтронов, обычно *Po-Be*. Основан на изучении γ -поля, возникающего при радиационном захвате нейтронов, испускаемых специальным источником, ядрами элементов. Ядра при их облучении нейтронами возбуждаются, а переход их в основное состояние сопровождается испусканием γ -квантов. Применяется в основном для исследования пород в условиях естественного залегания, обычно в каротажном варианте (НГК), поскольку выход γ -квантов эффективен лишь в большом массиве горных пород.

Метод обладает несколько большей глубиной, чем ННМ. Проводится анализ на ртуть, железо, марганец, никель, хлор, алюминий и другие элементы, изучаются физические свойства пород, в частности пористость, влажность, выделяются породы с повышенным водородосодержанием.

Метод успешно применяется для выделения угольных пластов, особенно бурогольных, характеризующихся повышенным водородосодержанием. На заинверсионном зонде показания НГК убывают с увеличением содержания водорода, поэтому угли выделяются на диаграммах характерными минимумами интенсивности. По детальности расчленения угленосных толщ метод аналогичен методам электрического каротажа (КС), гамма-каротажа, плотностного варианта гамма-гамма-каротажа (ГГК-п).

Различают две модификации метода: интегральный НГК, когда измеряется суммарное γ -поле, и спектрометрический НГК, т.е. измерение поля на отдельных линиях спектра.

Интегральная модификация применяется для определения пористости и дает хорошие результаты в карбонатных разрезах. Определяется также коэффициент газонасыщения k_r .

С помощью НГК возможна отбивка водонефтяного контакта, если пластовые воды имеют повышенную минерализацию. Амплитуда аномалии НГК против водонасыщенного пласта на 10–20 % больше, чем против нефтенасыщенного.

В спектрометрической модификации в качестве детектора используют кристалл $\text{NaI}(Tl)$. Чтобы на кристалл не попадали нейтроны от источника, его окружают слоем борсодержащего вещества толщиной $\sigma \cdot h = 0,2\text{--}0,3 \text{ г/см}^2$. Для учета фона проводят наблюдения в воде, и результат вычитают из наблюдаемого значения.

Для анализа используется обычная спектрометрическая аппаратура. Практически метод применяется для определения лишь одного – двух элементов, спектры которых существенно различаются. Метод обладает наиболее высокой чувствительностью к хромитовому оруденению и в этом случае успешно комбинируется с ГГМ-п.

1.9.7. Активационный анализ

При облучении горных пород источниками нейтронов, γ -квантов, протонов, α -частиц многие стабильные изотопы элементов возбуждаются и возникают искусственные радиоактивные изотопы. Эти изотопы распадаются со своими периодами полураспада, энергией излучаемых частиц и подчиняются всем законам распада. Ядерные характеристики каждого изотопа индивидуальны, строго стабильны и однозначно идентифицируют данный изотоп. В связи с этим активационный анализ, заключающийся в облучении горных пород названными выше источниками, является селективным методом для определения многих химических элементов по возникшим в результате их облучения радиоактивным изотопам.

При облучении горных пород обычно возникает несколько радиоактивных изотопов. Их разделение можно провести на основании изучения периодов полураспада или путем химического разложения образца с выделением интересующего изотопа. Второй способ называют радиохимическим. Он значительно более трудоемок и может применяться лишь для изотопов с периодом полураспада более 30 мин, т.к. химическая обработка занимает длительное время. Однако точность такого способа более высокая, чем способа определения периодов полураспада.

Определение изотопов с помощью изучения периодов полураспада менее трудоемко и затратно, поэтому применяется более широко. Для этого не требуется предварительной химической обработки пробы. Проба лишь размельчается для улучшения условий активации.

Для определения возникших искусственных изотопов строят кривую спада общей активности как функцию $f = \ln I(t)$. Характер кривой, которая состоит из нескольких прямых, зависит от количества возникших радиоизотопов и их периодов полураспада. Метод эффек-

тивен в случае, если количество радиоизотопов не превышает 3–4, а их периоды полураспада отличаются друг от друга не менее, чем в 3–5 раз. Время измерения должно быть достаточным для практически полного распада всех изотопов, кроме наиболее долгоживущего, с которого и начинают определение.

Для этого определяют угол наклона прямой, который численно равен постоянной распада λ данного изотопа. Идентифицировав данный изотоп, приступают к идентификации другого, менее долгоживущего изотопа, предварительно исключив из общей кривой распада кривую распада наиболее долгоживущего и т.д.

Активационный анализ применяют для определения элементов в лабораторных условиях и при каротаже скважин. Каротажный вариант метода широко используется для изучения бокситов, колчеданных месторождений, флюорита и других руд, содержащих фтор. Кроме того, изучая разрез по стволу скважин, выделяют полезные ископаемые, бедные кислородом, а в ряде случаев нефтеносные пласты. Активационный анализ применяется также для изучения содержания углеродов в жидкости, заполняющей скважину, что имеет большое значение при контроле разработки нефтяных месторождений.

1.9.8. Ядерно-магнитный каротаж

Метод можно отнести к ядерно-геофизическим лишь условно, поскольку он связан не с радиоактивным распадом ядер и радиоактивными излучениями, а с прецессией (от лат. *praecedo* – предшествовать) ядер после воздействия на них постоянным магнитным полем. Основан на изучении свободной прецессии ядер водорода в магнитном поле Земли, называемой ядерным магнитным резонансом (ЯМР). Эффект ЯМР можно наблюдать на ядрах, обладающих одинаково направленными магнитным и механическим моментами.

Метод применяется для выделения коллекторов нефти и газа, определения эффективной пористости и эффективной мощности пластов в сложных геологических условиях, остаточной нефтеносности, оценки характера флюидов и считается одним из наиболее эффективных методов исследования нефтяных скважин.

Прецессию ядра можно изучить, если происходит синфазное вращение некоторой совокупности ядер, которые создают ядерную намагниченность. Поперечная составляющая этой намагниченности перпендикулярна напряженности земного магнитного поля и при вращении вызывает в окружающей среде электромагнитное поле определенной частоты.

С целью изучения свободной прецессии ядер водорода в горной породе создают искусственное поляризующее магнитное поле высокой напряженности, перпендикулярное магнитному полю Земли. В суммарном поле начальная хаотическая прецессия постепенно затухает и ядра приобретают ориентировку в направлении поляризующего магнитного поля.

После выключения поляризующего поля вектор ядерной намагниченности начинает прецессировать в магнитном поле Земли, индуцируя электродвижущую силу, т.е. сигнал свободной прецессии. Амплитуда ЭДС в силу взаимодействия ядер друг с другом, а также теплового движения постепенно ослабевает и сигнал затухает. Затухание магнитной прецессии во времени происходит по экспоненциальному закону с характерным периодом поперечной релаксации

$$I_{яд} = I_{яд}^{\infty} e^{-t/T}, \quad (1.52)$$

где $I_{яд}^{\infty}$ – возникшая ядерная намагниченность, $I_{яд}$ – ядерная намагниченность спустя время t , T – период поперечной релаксации.

Параметры, входящие в формулу (1.52), по которым можно идентифицировать ядра химических элементов, определяются по измерениям наведенного электромагнитного поля. Однако для определения других, кроме водорода, ядер требуются магнитные поля очень большой напряженности, которые в полевых условиях создать сложно. Поэтому метод ЯМК применяется только для изучения водородосодержания.

Индукцированная электродвижущая сила является сигналом свободной прецессии ядер. Амплитуда сигнала зависит только от количества ядер водорода, находящихся в жидкости, заполняющей поры горной породы. Ядра других элементов, в том числе водорода, находящегося в связанной и адсорбированной воде, на результат не влияют.

Метод позволяет оценивать коэффициент эффективной пористости, содержание тяжелой и легкой нефти и газа, объем связанной и свободной воды в поровом пространстве, проницаемость пород, размер зоны проникновения бурового раствора в пласт.

Основным преимуществом метода ЯМР является то, что с его помощью определяются только подвижные, т.е. свободные, флюиды. Такие флюиды являются основным признаком наличия коллекторов нефти и газа. Кроме того, на результат данного метода почти не влияет минеральный состав горных пород, не требуется использования радиоактивных источников, его можно применять непосредственно в процессе бурения скважин.

К недостаткам метода следует отнести низкую скорость записи, сложность настройки параметров регистрации, а также обработки и интерпретации данных. Ограничениями к применению ЯМК также являются переслаивание тонких пластов с различными фильтрационно-емкостными характеристиками, повышенная магнитная восприимчивость промывочной жидкости. Осложняют регистрацию сигнала блуждающие токи, вызванные работой силовых электрических установок, в частности работающих на нефтепромыслах.

1.10. Определение абсолютного возраста горных пород

Определение абсолютного возраста горных пород на основе изучения скорости распада радиоактивных элементов основано на постоянстве скорости распада в любых физико-химических условиях. Современная скорость распада элемента гарантированно была такой же в течение всего времени существования горной породы, независимо от того, в каких физико-химических условиях она находилась.

Методы определения абсолютного возраста, основанные на радиоактивном распаде, делятся на две группы:

- 1) методы определения возраста древних пород;
- 2) методы определения возраста молодых пород (в основном четвертичного возраста).

В настоящее время никакие другие физические явления не используются для определения абсолютного возраста, поскольку не могут конкурировать по точности с методами, основанными на радиоактивном распаде. Однако эти методы имеют и недостатки, о которых будет сказано ниже.

Методы определения возраста древних пород

Предполагается, что при образовании горной породы в ней присутствует некоторое количество какого-либо радиоактивного элемента. При его распаде это количество уменьшается, зато накапливается стабильный продукт распада. Для определения возраста в этом случае применяются элементы с большими периодами полураспада, соизмеримыми с возрастом Земли. Возраст определяемого образца должен быть не слишком маленьким, чтобы успело накопиться достаточное количество стабильного продукта распада, и не слишком большим, чтобы радиоактивный элемент не распался полностью.

Методы определения возраста основаны на изучении соотношения накопившегося стабильного продукта распада и оставшегося количества радиоактивного элемента. Они применяются для хорошо сохранившихся, захороненных пород, которые не подверглись выветри-

ванию. Это требование обусловлено тем, что горные породы, возраст которых определяется, должны сохранять в себе радиоактивные элементы и продукты распада на протяжении всего времени своего существования. С другой стороны, эти элементы не должны поступать в породу извне. Кроме того, в момент образования в породе не должны изначально содержаться стабильные продукты распада, по которым будет определяться возраст. Очевидно, в полной мере эти требования выполнены быть не могут, из-за чего возникают ошибки в определении возраста.

Рассмотрим сущность методов. Пусть при образовании горной породы в ней присутствует какой-либо радиоактивный элемент с большим периодом полураспада. Учитывая законы радиоактивного распада, для любого момента времени можно записать

$$N_0 = N + N_{ст} , \quad (1.53)$$

где N_0 – количество радиоактивного элемента на момент образования горной породы; N и $N_{ст}$ – современные количества радиоактивного элемента и накопившегося продукта его распада. Равенство выполняется в любой момент времени, поскольку каждый распавшийся атом в конце концов становится атомом стабильного элемента.

Базируясь на основном законе радиоактивного распада, который описывается формулой (1.17), можем определить время, прошедшее с момента образования породы

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{N_{cm}}{N} + 1 \right) . \quad (1.54)$$

Количества N и $N_{ст}$, выраженные в атомах, можно определить химическим или иным анализом.

Формула (1.54) не конкретизирована для отдельных случаев, а является общей. Для реализации формулы необходимо подставить параметры конкретных элементов. Наиболее широко для определения возраста применяются следующие методы:

- свинцовый;
- гелиевый;
- аргоновый (калий-аргоновый);
- рубидиево-стронциевый, а также ряд других.

При выборе конкретного метода принимают во внимание геохимические особенности определяемых элементов и их содержание в горной породе.

Не рассматривая все методы, в качестве примера приведем формулу определения возраста часто применяемым калий-аргоновым методом, основанном на распаде K^{40}

$$t = \frac{1}{\lambda_{\beta} + \lambda_e} \ln \left(\frac{Ar^{40}}{K^{40}} \cdot \left(\frac{\lambda_{\beta}}{\lambda_e} + 1 \right) + 1 \right), \quad (1.55)$$

где λ_e – постоянная распада K^{40} при электронном захвате; λ_{β} – постоянная распада при β -распаде; $(\lambda_{\beta} + \lambda_e)$ – суммарная постоянная распада калия.

Аргон определяют газовым объемным анализом, сохранность которого зависит главным образом от потерь за счет термального метаморфизма. Для определения K^{40} химическим анализом находят калий как элемент, среди изотопов которого K^{40} составляет 0,0118 %. Потеря аргона из образца хотя и происходит, но она гораздо меньше потери гелия в гелиевом методе, т.к. аргон значительно тяжелее гелия и поэтому менее мобилен.

Метод особенно эффективен при определении возраста пород, хорошо удерживающих аргон, в частности слюд, полевых шпатов.

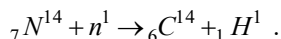
Методы определения возраста молодых пород

К молодым породам относят в данном случае породы, возраст которых не более нескольких миллионов лет. При определении возраста используются сравнительно короткоживущие радиоактивные элементы с периодами полураспада от нескольких тысячелетий до нескольких миллионов лет.

Методы основаны на изучении отношения оставшегося количества радиоактивного элемента к его первоначальному содержанию, которое по определенным предположениям должно быть известно. Наиболее широко распространены радиоуглеродный, иониевый, бериллиевый методы.

В качестве примера рассмотрим радиоуглеродный метод.

Под действием нейтронов космического излучения в природе постоянно протекает реакция



Образующийся в результате реакции углерод C^{14} является радиоактивным и называется радиоуглерод. Он распадается β -распадом с периодом полураспада 5560 лет.

Окисляясь, C^{14} вместе с другими изотопами углерода поглощается в виде двуокиси CO_2 растениями, а с ними по пищевой цепочке

поступает в организмы животных и человека, где накапливается в костях.

Считается, что интенсивность космического излучения в течение последних 20–30 тыс. лет оставалась постоянной. Поэтому концентрация C^{14} в атмосфере, а значит, и в растительном, и животном мире также не менялась. По современным оценкам она составляет $2 \cdot 10^{-10} \%$.

При жизни организма распад углерода восполнялся за счет усвоения новых порций и его количество оставалось неизменным. После отмирания организма поступление радиоуглерода прекращалось, а происходил только его распад по экспоненциальному закону (1.17). Решая уравнение относительно t , получаем

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \frac{N_0}{N}, \quad (1.56)$$

где N_0 – активность атмосферного радиоуглерода, N – активность образца.

Этим методом определяется возраст горных пород и образований, содержащих древесный уголь, обугленное вещество, травы, кости, раковины, торф. Метод применим для образцов позднечетвертичных отложений с возрастом не более 20–25 тыс. лет, а также изучения скорости образования современных донных отложений.

Метод широко применяется также в археологии и антропологии, где дает объективный фактический материал, позволяющий реконструировать последовательность различных исторических событий. Метод используется также в криминалистике и других сферах деятельности.

Иониевый метод применяется для определения возраста молодых морских отложений и для изучения скорости осадконакопления. Он основан на том, что ионий (Th^{230}), имеющий период полураспада 80 тыс. лет, хорошо выпадает в осадок из океанической воды. После захоронения осадка поступление иония прекращается и в нем восстанавливается вековое равновесие. Возраст определяют по формуле (1.56), используя количество иония в ископаемом образце и в верхнем не погребенном слое.

Для определения возраста морских осадков применяют также бериллиевый метод (период полураспада бериллия 2,7 млн. лет).

Контрольные вопросы

1. Дайте сравнительную характеристику альфа-, бета-частиц, гамма-лучей.
2. Как влияет энергия гамма-квантов на их взаимодействие с веществом?
3. Назовите наиболее вероятный вид взаимодействия гамма-кванта с веществом, если его энергия равна 0,2 МэВ? 0,8 МэВ? 2,0 МэВ?
4. Какая энергия должна быть у источника гамма-квантов, чтобы, используя его, можно было изучать вещественный состав горных пород? Их плотность?
5. По какому закону изменяется интенсивность гамма-квантов при прохождении через вещество?
6. Как можно определить линейный коэффициент поглощения гамма-квантов?
7. Что такое линейный и массовый коэффициенты поглощения гамма-квантов?
8. От чего зависит поглощение гамма-квантов в веществе?
9. Для чего в ядерной геофизике используются нейтроны? Дайте им краткую характеристику.
10. Назовите основные способы получения нейтронов.
11. Что происходит с нейтронами при их прохождении через вещество?
12. Как подразделяются нейтроны в зависимости от энергии?
13. Назовите элемент, являющийся основным замедлителем нейтронов.
14. Назовите основные нейтронопоглощающие элементы.
15. Какой физический смысл имеет постоянная радиоактивного распада и как можно ее определить?
16. Какие еще константы характеризуют скорость распада элемента? Как они связаны между собой?
17. Что такое подвижное и вековое радиоактивные равновесия?
18. Что такое коэффициент радиоактивного равновесия?
19. Назовите виды радиоактивных семейств. Какие из них встречаются в природе, а какие нет? Почему?
20. Почему смещение коэффициента радиоактивного равновесия влияет на интенсивность гамма-излучения уранорадиевого семейства, а на интенсивность бета-излучения – нет?
21. Почему радиоактивные элементы ошибочно считаются редкими?

22. Охарактеризуйте кратко радиоактивность магматических пород; осадочных; метаморфических, почв.
23. Назовите основные единицы измерения радиоактивности.
24. Перечислите основные природные и техногенные источники радиоактивности. Оцените их «вклад» в радиационную нагрузку на население.
25. Какие дозы радиоактивного облучения считаются предельно допустимыми?
26. Назовите уровни лучевой болезни.
27. Какие детекторы радиоактивности основаны на явлении ионизации? Дайте их краткую характеристику, отметьте достоинства и недостатки.
28. Поясните принцип работы сцинтилляционных счетчиков. В чем их достоинства и недостатки?
29. В чем отличие радиометрических методов от ядерно-геофизических?
30. От чего зависит интенсивность гамма-излучения точечного источника в однородной среде?
31. Как можно определить константу гамма-излучения (ионизационную постоянную)?
32. Будет ли одинаковой интенсивность гамма-излучения двух разных элементов одинаковой массы?
33. Охарактеризуйте поведение графика функции Кинга.
34. Как можно рассчитать интенсивность гамма-излучения радиоактивного тела в виде конического диска?
35. Как определить интенсивность гамма-излучения бесконечного полупространства на его поверхности? На высоте?
36. Как определить концентрацию радиоактивного элемента по измерению гамма-интенсивности?
37. Как определить интенсивность гамма-излучения локального участка? Горизонтального пласта? Вертикального пласта?
38. Как по результатам измерения интенсивности гамма-излучения определить границы пласта?
39. В чем сущность и назначение аэрогамма-съемки, автогамма-съемки, пешеходной гамма-съемки? Каковы основные достоинства и недостатки?
40. Назовите основные виды эманаций. Что такое коэффициент эманирования и от чего он зависит?
41. В чем сущность эманационной съемки? Для решения каких задач она применяется? В чем ее достоинства и недостатки?

42. Назовите виды эманационных аномалий. По каким признакам их можно определить?
43. Для решения каких задач применяются ядерно-геофизические методы?
44. В чем заключается гамма-гамма метод и для решения каких задач он применяется?
45. В чем отличие плотностного варианта метода от селективного?
46. В чем сущность и назначение рентгенорадиометрического метода?
47. Для чего в этом методе используются промежуточные мишени и дифференциальные фильтры?
48. В чем сущность и назначение метода ядерного гамма-резонанса?
49. Для чего применяется фотонейтронный (гамма-нейтронный) метод и в чем его сущность?
50. Что изучают с помощью нейтрон-нейтронного метода; нейтронного гамма-метода? В чем их сущность?
51. В чем сущность активационного анализа? Для каких целей он применяется?
52. На чем основан ядерно-магнитный каротаж скважин? Для чего он применяется?
53. В чем основное преимущество метода ЯМР?
54. На чем основано использование радиоактивного распада элементов для определения абсолютного возраста горных пород?
55. Каким требованиям должна удовлетворять горная порода, чтобы можно было определять ее возраст?
56. Назовите основные методы определения возраста древних пород. В чем их сущность?
57. В чем сущность определения возраста молодых пород?

2. ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ СКВАЖИН

Геофизические исследования скважин (ГИС) позволяют проводить литологическое расчленение разреза, выделять коллекторы, оценивать характер их насыщенности, выполнять корреляцию разреза, подсчет запасов и контроль разработки месторождений. При решении геологической задачи в комплекс ГИС необходимо включать методы, содержащие информацию об основных свойствах породы: пористости, глинистости, проницаемости, нефтегазонасыщенности. Совокупность методов определения пористости (акустический метод, нейтронные методы), глинистости (гамма-метод), насыщенности (метод бокового каротажного зондирования).

Эффективность геофизических исследований скважин зависит от разработок в области теории методов, петрофизических исследований, аппаратуры и способов интерпретации. Методика обработки геофизической информации должна учитывать, с одной стороны, особенности изучаемого геологического объекта, с другой – специфику измерений геофизического параметра. Поэтому большой практический интерес приобретают разработки систем автоматизированной интерпретации геолого-геофизических данных, использующие по возможности всю имеющуюся информацию и по эффективности обработки превосходящие «ручные» способы.

2.1. Скважина – объект геофизических исследований

Скважина – одна из форм горных выработок, цилиндрической конфигурации, диаметр которой во много раз меньше ее длины. Горная выработка включает не только проходку ствола скважины, но и изучение геологического разреза, поэтому ГИС проводят во всех скважинах. В качестве разрушающего инструмента применяются долота различной конструкции. Долото устанавливается на конце колонны бурильных труб, при роторном бурении привод расположен на устье скважины, при турбинном бурении над долотом устанавливается турбина.

При проходке ствола скважины применяется *промывочная жидкость*, которая в большинстве случаев представляет глинистый раствор или ПСР. Промывочная жидкость подается по колонне бурильных труб и по затрубному пространству выносится на поверхность. Основное назначение промывочной жидкости – выносить разбуриваемую породу на поверхность, охлаждать долото при проходке ствола скважины, при турбинном бурении обеспечивать работу турби-

ны. Плотность промывочной жидкости задается исходя из условия, чтобы давление на забое скважины было больше, чем пластовое давление.

Пластовое давление определяется давлением, под которым находится жидкость в пустотном пространстве. Эта величина близка к величине гидростатического напора. При данном соотношении давления на забое и пластового давления исключается приток жидкости из пласта в процессе бурения.

Пласт – элемент разреза, толщина которого во много раз меньше площади его развития, резко отличающийся по составу от выше- и нижележащих отложений, имеющий две поверхности напластования (кровлю и подошву), четко выделяемый и коррелируемый в разрезе толщ и по площади месторождения.

Коллекторами называют пласты, представленные породами, способными содержать пластовые флюиды (нефть, газ и воду) и отдавать их при практически значимых перепадах давления. Основными свойствами коллекторов являются пористость и проницаемость. Существенно влияние промывочной жидкости на объект исследования. В интервале коллекторов при $P_{\text{скв}} > P_{\text{пл}}$ происходит проникновение водной фазы промывочной жидкости (фильтрата) в пласт, в котором образуется *зона проникновения* (рис. 2.1). Условно зону проникновения считают концентрическим слоем с диаметром D и постоянным сопротивлением $\rho_{\text{зп}}$.

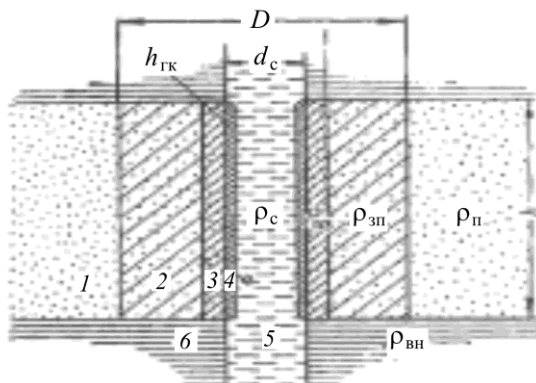


Рис. 2.1. Схема пласта коллектора, пересеченного скважиной:

1 – неизменная часть пласта; 2 – зона проникновения фильтрата промывочной жидкости диаметром D ; 3 – промытая зона; 4 – глинистая корка; 5 – скважина; 6 – вмещающие породы

Диаметр зоны проникновения D (эффективный диаметр) принимается из расчета, что его влияние на результаты измерений в неоднородной зоне проникновения эквивалентно фактическому диаметру проникновения. Обычно размеры зоны проникновения составляет от 2–4 до 8 диаметров скважины. В интервале коллектора происходит уменьшение диаметра скважины за счет выпадения глинистой фазы промывочной жидкости на стенки коллектора, образуется так называемая *глинистая корка*, толщина которой обычно от 5 до 20 мм. При контакте глин с промывочной жидкостью на водной основе за счет их разрушения наблюдается увеличение диаметра скважины в их интервале (образуются каверны). В зоне проникновения фильтрат промывочной жидкости смешан с пластовой водой, и ее удельное сопротивление изменяется в радиальном направлении.

Проникновение фильтрата может привести к повышению сопротивления пласта (повышающее проникновение). Это обычно наблюдается при проникновении пресного фильтрата в водоносные пласты, насыщенные более минерализованной водой, а также в нефтеносные пласты при их низкой нефтенасыщенности.

Понижающее проникновение происходит, когда сопротивление фильтрата меньше, чем сопротивление воды, насыщающей поры породы, либо при проникновении фильтрата в нефтегазонасыщенные пласты вследствие вытеснения нефти и газа фильтратом.

Наиболее измененная влиянием проникновения часть пласта, расположенная непосредственно у стенки скважины, называется *промытой зоной*. В этой зоне фильтрат промывочной жидкости практически полностью вытесняет подвижный пластовый флюид. С увеличением расстояния от стенки скважины объем фильтрата в единице объема породы постепенно уменьшается и сопротивление зоны проникновения $r_{зп}$ достигает сопротивления неизменной части пласта $r_{п}$.

Сопротивление промытой зоны $r_{пш}$ водоносного пласта определяется обычно сопротивлением фильтрата промывочной жидкости и пористостью пласта. В промытой зоне нефтеносного пласта происходит замещение пластовой воды и нефти фильтратом промывочной жидкости, но в тонких порах и тупиках коллектора нефть частично сохраняется. Принято считать, что в промытой зоне содержится 20–35 % остаточной нефти. В глинистых коллекторах, а также при большой вязкости нефти остаточная нефтенасыщенность может достигать и больших значений. В газоносных пластах остаточная газонасыщенность всегда больше остаточной нефтенасыщенности даже для очень вязких нефтей.

В ходе или после бурения скважин их обсаживают стальной колонной труб и в затрубное пространство закачивают цемент. Проникая

в трещины и поры горных пород, цемент или буровая жидкость меняют физические свойства пород, что вносит искажения в результаты ГИС. Они влияют на показания методов ГИС, искажая их по сравнению с результатами измерений в моделях однородных сред. Эти искажения необходимо учитывать при интерпретации данных ГИС.

2.2. Виды геофизических работ, выполняемых в скважинах

Основная цель ГИС – получение геологического описания разреза, оказание помощи геологам в изучении строения месторождения, в проведении региональных исследований, при подсчете запасов, контроле разработки месторождений.

Комплекс ГИС, проводимый в открытом стволе скважины, включает электрические, радиоактивные и акустические методы, используемые для изучения геологического разреза скважины с целью определения последовательности и глубины залегания пластов горных пород, их литолого-петрофизических и коллекторских свойств и оценки их насыщения нефтью, газом или водой.

Техническое состояние скважин изучается на всех этапах их действия: бурения, перед вводом в эксплуатацию, в процессе эксплуатации. Во время бурения инклинометром определяют искривление ствола скважины, каверномером – ее диаметр.

Перед вводом скважины в эксплуатацию проверяют техническое состояние колонны на герметичность и качество цементирования методами термометрии, акустического и гамма-гамма плотностного каротажа.

Контроль за разработкой месторождений включает изучение эксплуатационных характеристик пластов, наблюдение за перемещением ВНК ГЖК контактов, определяемых с помощью методов импульсного нейтронного каротажа, термометрии, влагометрии, расходомерии, гидродинамические исследования.

К ГИС также принято относить прострелочно-взрывные работы, опробование пластов приборами на кабеле, отбор керн боковыми грунтоносами, перфорацию колонн при вскрытии пластов, обсаженных трубами.

Поэтому ГИС в настоящее время являются неотъемлемой частью геологических, буровых и эксплуатационных работ, проводимых при разведке и разработке нефтегазовых месторождений.

При использовании данных ГИС для подсчета запасов нефти и газа и составления проекта разработки месторождения проводят обобщающую интерпретацию данных ГИС по площади месторожде-

ния, включающую построение карт свойств коллекторов (эффективной толщины, неоднородности и др.), обобщение сведений о подсчетных параметрах – коэффициентах пористости, нефтенасыщенности, эффективной толщины.

2.3. Классификация методов ГИС. Физические основы методов

Методы каротажа подразделяются по природе изучаемых в них физических полей и представлены следующей классификацией (таблица).

Электрический каротаж

В комплексе ГИС методы электрического каротажа занимают *ведущее положение*. Это объясняется тем, что *удельное электрическое сопротивление* горных пород, определяемое с помощью этих методов, является физическим параметром, по величине которого можно судить о литологическом составе вскрываемых скважиной пород, их физических и коллекторских свойствах, насыщении углеводородами.

Электрическое сопротивление горных пород – это способность пород проводить электрический ток, характеризуется их удельной электропроводностью (σ) или величиной, ей обратной, – удельным электрическим сопротивлением ($УЭС$) (ρ), и равно соответственно проводимости и сопротивлению единицы объема (1 м^3) среды. Размерность σ и ρ – соответственно сименс на метр (Сим/м) или миллисименс на метр и ом на метр (Ом·м).

Механизм электропроводности горных пород может быть *ионный, электронный* и *смешанный* в связи с различием их фазового состояния и разной природой проводимости породобразующих и акцессорных или рудных минералов. Удельное электрическое сопротивление главных породобразующих и рудных минералов, твердой фазы (минерального скелета) превосходит сопротивление жидкой фазы на несколько порядков; газовая фаза является диэлектриком. Поэтому влияние различных фаз, заполняющих поровое пространство, и структура последнего являются определяющими для $УЭС$ большинства пород.

В осадочных породах скелет (зерна, цемент) состоит из минералов, в большинстве случаев не проводящих электрический ток, например, кварца, силикатов, окислов, карбонатов и др., но они электропроводны благодаря тому, что они пористые и их взаимосоединяющееся пустотное пространство содержит электрически проводящую жидкость – пластовую воду (связанную, подвижную, грунтовую и т.п.).

Зависимость $УЭС$ осадочных обломочных и малоглинистых пород (песчаников, известняков, доломитов) от влажности и пори-

стости однозначна. Чем больше пористость и выше водонасыщенность, тем меньше сопротивление пород. При этом на зависимость величины удельного электрического сопротивления от пористости влияет минерализация пластовой воды.

Современная геофизическая служба располагает большим числом электрических методов, позволяющих оценивать удельное электрическое сопротивление ρ_n пласта.

В зависимости от условий возникновения электрического поля в изучаемой среде, способов определения характера его распространения различают следующие методы:

1. Метод потенциалов собственной поляризации (ПС);
2. Кажущегося сопротивления, включающего боковое электрическое зондирование (БКЗ), микрозондирование (МЗ), исследования экранированными (БК) и микроэкранированными (МБК) зондами.
3. Индукционные методы (ИК, ВИКИЗ).

Характеристика основных методов каротажа

Метод	Определяемый параметр	Назначение
Электрический каротаж (КС, БКЗ, БК, ИК)	Удельное сопротивление пласта и его прискважинной части	Корреляция разрезов, их литологическое расчленение, оценка мощности пластов, их насыщенности и подсчетных параметров
Микрокаротаж (МК, БМК)	Удельное сопротивление прискважинной части пласта	Уточнение литологического состава; оценка мощности пластов и подсчетных параметров в комплексе с другими методами каротажа
Каротаж ПС	Потенциал естественного электрического поля по скважине	Литологическое расчленение разрезов, их корреляция; оценка минерализации пластовой воды, мощности, относительной глинистости пластов
Радиоактивный каротаж: гамма-каротаж	γ -активность пород	Литологическое расчленение разрезов, их корреляция; определение природы радиоактивных элементов в породе, оценка глинистости пластов

Метод	Определяемый параметр	Назначение
нейтронный каротаж	Замедляющие и нейтронные свойства пород, определяемые в основном содержанием водорода и элементов с аномальными нейтронными свойствами (бор, хлор, и т.п.)	Литологическое расчленение разреза; оценка пористости и насыщенности пластов, а также ее изменение в приквацинной части; локализация нефте- и газоотдающих пластов при опробовании и испытании скважин
гамма-гамма-каротаж	Плотность приквацинной части пласта	Оценка плотности и пористости пластов; контроль качества цементирования, толщины обсадной колонны; определение плотности флюидов в скважине
каротаж наведенной активности	Содержание с значительным ГИ наведенной радиоактивности	Отбивка ВНК, применение ограничено
применение радиоактивных изотопов	Изменение радиоактивности	Контроль технического состояния скважин и проводимых в них технологических операций (гидроразрыв и т.д.); применение ограничено
Акустический каротаж	Скорость распространения продольных и поперечных волн, а также амплитуда их затухания	Литологическое расчленение разреза; оценка пористости и насыщенности пластов, а также контроль изменения в приквацинной части; контроль технического состояния скважин и проводимых в них технологических операций
Кавернометрия и профилометрия	Диаметр скважины	Подсчет объема затрубного пространства при цементировании скважины; контроль состояния ствола скважины; получение исходных данных для интерпретации РК

Продолжение таблицы

Метод	Определяемый параметр	Назначение
Инклинометрия	Угол и направление отклонения оси скважины от вертикали	Контроль направления ствола скважины; уточнение глубин залегания пластов
Газовый каротаж	Содержание углеводородных газов в промывочной жидкости и шламе	Выделение пластов, содержащих нефть и газ
Диэлектрический каротаж	Диэлектрическая проницаемость	Оценка объемной влажности
Термокаротаж	Температура	Определение температуры пород в скважине и геотермического градиента; контроль технологических операций в скважине (высота подъема цемента, выделение интервалов закачки флюидов в пласты и т.д.); определение интервалов затрубного движения флюидов; выделение интервалов притока в скважину газа, нефти, воды; контроль эксплуатации месторождений нефти и газа (выявление интервалов прорыва закачиваемых вод и т.п.)
Ядерный магнитный каротаж	Содержание несвязанной жидкости в поровом пространстве породы	Выделение нефте-, газо- и водонасыщенных пластов с гранулярной или кавернозной пористостью при отсутствии в них начального градиента давления; оценка пористости указанных пластов
Опробование пластов (ОПК, ИПТ)	Состав и объем флюида, пластовое давление	Выделение нефте-, газо- и водонасыщенных пластов; определение пластового давления

Окончание таблицы

Метод	Определяемый параметр	Назначение
Определение дебита и профиля приемистости	Скорость движения флюида в стволе скважины	Выделение работающих нефте-, газо- и водонасыщенных пластов и определение поинтервального дебита; контроль поступления воды при закачке
Люминесцентный каротаж	Содержание нефти в промывочной жидкости и в шламе	Выделение пластов, содержащих нефть; разделение нефте- и газонасыщенных пластов
Механический каротаж	Скорость бурения	Приближенное литологическое расчленение
Определение наклона пластов	Амплитуда ПС или кажущееся сопротивление, угол и направление отклонения оси скважины от вертикали	Определение элементов залегания пластов, применение ограничено
Отбор грунтов	Петрофизические свойства пород и их насыщение	Определение литологии, насыщенности и пористости пород, а также их состава

Радиоактивный каротаж

Радиоактивные методы представляют собой совокупность методов ГИС, основанных на измерении естественных и искусственных радиоактивных излучений. Интенсивность естественного гамма-излучения горных пород по разрезу скважины определяется гамма-методом. Искусственные радиоактивные излучения возникают в результате облучения горной породы потоком гамма-квантов или нейтронов.

Кроме регистрации интегральной интенсивности гамма-излучения или нейтронного излучения широко используются их спектральные модификации, с помощью которых исследуется не только интенсивность излучения, но и его энергетический спектр – спектрометрия естественного, нейтронного и рассеянного гамма-излучения.

Методы радиоактивного каротажа включают следующие модификации:

ГК – изучение естественной радиоактивности горных пород;

СГК – спектрометрическая модификация метода ГК;

ГГК – основан на исследовании поля рассеянного гамма-излучения, возникающего при облучении горных пород источником гамма-лучей;

НГК – основан на регистрации вторичного гамма-излучения, возникающего в породах в результате взаимодействия нейтронов с ядрами элементов среды;

СНГК – спектрометрическая модификация метода НГК;

ННК – исследуются процессы рассеяния и поглощения нейтронов горной породой;

ИННК – импульсная модификация метода ННК.

Приборами РК непосредственно измеряются сигналы детекторов ионизирующего излучения в виде скорости счета – числа импульсов, регистрируемых в единицу времени. В импульсных и спектрометрических модификациях РК регистрируют скорости счета во временных и энергетических окнах.

Переход от скорости счета к геофизическим характеристикам пород (плотность пород) и их геологическим параметрам (пористость, насыщенность, вещественный состав пород) осуществляют с использованием зависимостей между показаниями скважинных приборов и указанными характеристиками, параметрами, установленными на моделях пород (с имитацией скважины) или методами математического моделирования.

Требования к методическому обеспечению обработки данных РК заключаются в наличии основных интерпретационных зависимостей. Взаимосвязь устанавливают между измеряемыми скоростями счета и искомыми геофизическими характеристиками или геологическими параметрами пород. Дополнительно используют зависимости для учета геолого-технических условий измерений: давления и температуры в скважине, ее диаметра, свойств промывочных жидкостей и глинистой корки, диаметров и толщин обсадной колонны и цементного кольца, вещественного состава пород и т.п.

Существенными особенностями РК являются относительно малая глубинность исследования (10–30 см); возможность изучения скважин, укрепленных обсадной колонной; зависимость результатов в первую очередь от элементного состава пород, а не от их структурных особенностей.

Акустический картаж

Акустические методы основаны на изучении характеристик упругих волн в горных породах. При АК в скважине возбуждаются упругие колебания, которые распространяются в ней и в окружающих породах и воспринимаются приемником, расположенным в той же скважине.

Упругие свойства горных пород связаны с внутренним строением вещества и характеризуют свойство пород сопротивляться изменению их объема и формы под воздействием механических напряжений. Возникающие в телах под действием механического напряжения деформации имеют различный характер и вызывают разные по природе волны – продольные (P) и поперечные (S). Продольные волны являются следствием деформаций растяжение-сжатие; поперечные – деформаций сдвига. В свободных газах и жидкостях возникают продольные волны и отсутствуют поперечные, поскольку их молекулы не зафиксированы жестко относительно друг друга, как в твердых телах.

Скорость упругих волн в осадочных породах, насыщенных жидкостью, определяется коэффициентом пористости и величиной сжимаемости твердой фазы, т.е. составом скелета. Значение сжимаемости пор этих пород в зависимости от степени трещиноватости и кавернозности может изменяться в широких пределах. При одинаковом значении пористости величина скорости максимальна у карбонатных пород с кавернозной пористостью, поскольку коэффициент сжимаемости каверн существенно ниже коэффициента сжимаемости гранулярных пор. Процесс поглощения упругой энергии горными породами зависит от структуры (сцементированности) и состава породы (глины, карбонаты), наличия трещиноватости и частоты излучения.

Коэффициенты поглощения возрастают с увеличением глинистости гранулярных коллекторов и коэффициентов трещиноватости трещинно-кавернозных пород. С ростом частоты излучения поглощение увеличивается.

2.4. Измерительные установки (зонды), аппаратура и оборудование для проведения ГИС

Метод потенциалов собственной поляризации (ПС) основан на изучении естественного стационарного электрического поля в скважинах. Измерение естественных потенциалов сводится к замеру разности потенциалов между электродом M , перемещаемым по скважине, заполненной промысловой жидкостью, и электродом N , находящимся на поверхности вблизи устья скважины (рис. 2.2).

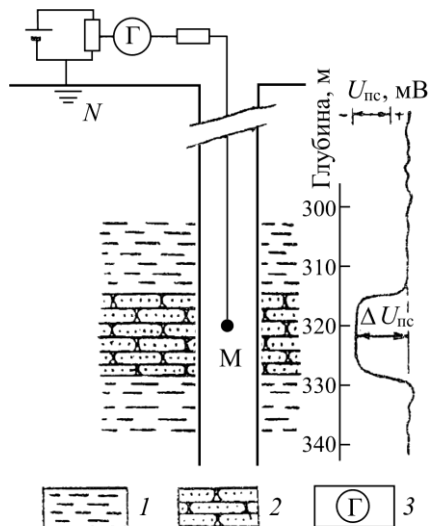


Рис. 2.2. Схема установки ПС:
 1 – глины, 2 – песчаник, 3 – гальванометр

Возникновение электрического поля обусловлено следующими причинами:

- 1) диффузией ионов солей из пластовых вод в ствол скважины (промывочную жидкость) и наоборот;
- 2) адсорбцией ионов частицами породы;
- 3) фильтрацией вод из промывочной жидкости в породы и пластовых вод в скважину;
- 4) окислительно-восстановительными реакциями, происходящими в породах и на контакте их с промывочной жидкостью.

Диффузионный потенциал пропорционален отношению концентрации контактирующих растворов. При растворении в воде какой-либо соли молекулы последней полностью или частично расщепляются на положительные и отрицательно заряженные ионы. В результате отличия подвижностей (ионы Cl^- примерно в 1,5 раза более подвижны, чем Na^+) при контакте двух растворов с различной концентрацией через некоторое время ионов Cl^- окажется больше в менее концентрированном растворе, и на границе двух растворов возникнет разность потенциалов. При одинаковой концентрации растворов данный потенциал равен нулю.

Образование **адсорбционного потенциала** в горных породах обусловлено наличием двойных электрических слоев на поверхности

раздела твердых минеральных высокодисперсных частиц и раствора (в основном глинистости пород). Поскольку глинистые частицы несут положительный заряд, то они притягивают на свою поверхность отрицательные ионы хлора и в растворе скважины создается избыток положительных ионов. С увеличением содержания глинистого материала в породе потенциал возрастает и, следовательно, в скважине при однородных высокодисперсных глинистых породах будет наибольшая положительная величина разности потенциалов. Наименьшими значениями потенциалов характеризуются чистые песчаные и карбонатные породы с высокой пористостью и проницаемостью, в которых преобладают потенциалы диффузии, а роль двойных электрических слоев в создании потенциалов ничтожна.

В нефтяных и газовых скважинах, разрезы которых сложены преимущественно песчано-глинистыми и карбонатными породами, величина ПС обусловлена главным образом диффузионно-адсорбционными потенциалами. Песчано-глинистый разрез наиболее благоприятен для изучения его по кривой ПС.

Таким образом, в песчано-глинистом разрезе при большой минерализации пластовой воды по сравнению с минерализацией промысловой жидкости коллекторы на кривых ПС характеризуются отрицательными аномалиями. Увеличение в составе пород примесей глин ведет к уменьшению отрицательной аномалии, достигая максимальных значений в чистых глинах.

Измерение потенциалов самопроизвольной поляризации по разрезу используют для установки границ пластов и их корреляции. При наличии петрофизических связей «ПС – керн» определяют глинистость, пористость и проницаемость пластов в терригенных разрезах скважин.

Боковое каротажное зондирование (БКЗ) заключается в измерении кажущегося сопротивления пластов по разрезу скважины набором однотипных зондов разной длины (рис. 2.3). Зонды разного размера, имея неодинаковый радиус исследования, фиксируют величину кажущегося сопротивления, обусловленную различными объемами проводящих сред.

БКЗ применяют для исследований всех типов разрезов с целью определения радиального градиента электрического сопротивления пород и выделения на этой основе пород-коллекторов, в которые проникает промысловая жидкость; удельных электрических сопротивлений неизменной части пластов и зон проникновения; оценки глубины проникновения. На основании теоретических формул построены палетки

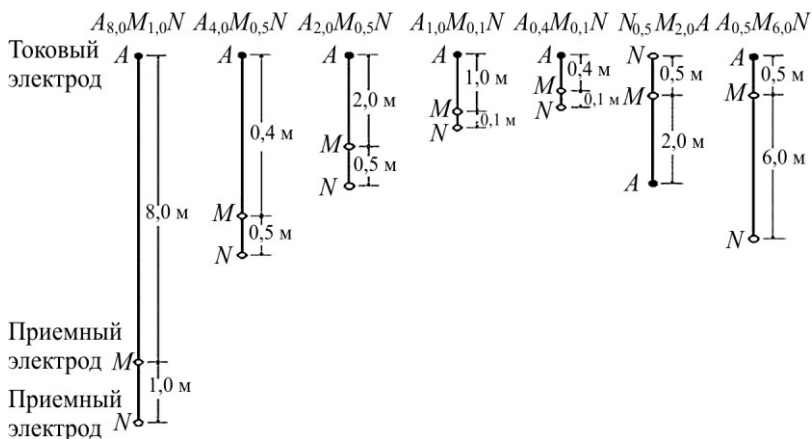


Рис. 2.3 Схемы зондов БКЗ

БКЗ для определения истинного удельного сопротивления пластов при отсутствии проникновения фильтрата промывочной жидкости (двухслойные палетки) и при его наличии (трехслойные палетки). Интерпретация данных БКЗ заключается в построении наблюдаемой кривой зондирования по снятым отсчетам сопротивления, измеренного зондами разной длины, и ее сопоставлении с теоретическими кривыми зондирования. Для теоретических кривых известны значения удельного сопротивления пласта и глубины проникновения фильтрата бурового раствора. Наблюдаемую и теоретическую кривые зондирования сопоставляют на специальном бланке, построенном в двойном логарифмическом масштабе. На бланк с наблюдаемой кривой наносят дополнительно оси, соответствующие условиям зондирования, которые образуют так называемый «крест» кривой (удельное сопротивление бурового раствора и диаметр скважины).

БКЗ дает хорошие результаты при исследовании пластов большой мощности с межзерновым типом пористости. При исследовании разрезов, бурящихся на растворах с удельным сопротивлением менее 0,5 Ом·м, а также при исследовании наклонно направленных и горизонтальных скважин погрешности зондирования становятся непреодолимыми из-за шунтирующего влияния скважины.

Указанные трудности практически исключаются при использовании методов электрометрии с фокусировкой тока (бокового каротажа).

Боковой картаж (БК) – измерения кажущегося сопротивления по стволу скважины трехэлектродным зондом бокового каротажа с автоматической фокусировкой тока. Зонд имеет центральный электрод

A_0 (рис. 2.4), по отношению к которому симметрично расположены соединенные между собой удлиненные экранирующие электроды (A_{1-0} , A_{1-1}).

При измерении кажущегося сопротивления обеспечивается одинаковый потенциал всех электродов автоматическим регулированием силы тока через центральный электрод. Таким образом, экранные электроды препятствуют растеканию тока центрального электрода по скважине и обеспечивают направление его непосредственно в исследуемый пласт. Кажущееся сопротивление определяется по отношению потенциала экранирующих электродов к току через центральный электрод. Благодаря применению экранирующих электродов уменьшается влияние на результаты измерений промывочной жидкости, заполняющей скважину, и вмещающих пород, а кажущееся сопротивление получается близким к удельному электрическому сопротивлению. БК позволяет выделять пласты малой мощности и изучать с большой подробностью пачки пластов, более точно определять границы. Диаграммы БК, в отличие от зондов БКЗ, практически не искажены эффектами экранирования. За точку записи зондов принимается середина центрального электрода.

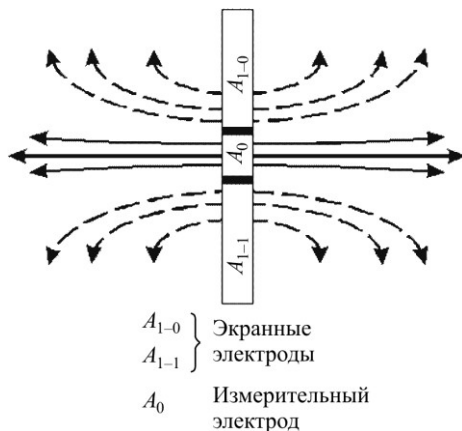


Рис. 2.4. Схема зонда бокового каротажа

Индукционный каротаж (ИК) изучает удельную электрическую проводимость горных пород посредством индуцированных (наведенных) токов. Для этого в скважину опускается прибор (зонд), имеющий в своем составе генераторную (Γ) и измерительную (И) катушки, расположенные друг от друга на непроводящем стержне. Расстояние между генераторной и измерительной катушками называется

длиной зонда. При пропускании через излучающую катушку переменного тока высокой частоты (20 000 Гц), вырабатываемого генератором, вокруг катушки и в окружающей среде создается переменное магнитное поле, индуцирующее в горной породе электромагнитные вихревые токи, которые фиксируются измерительной катушкой зонда. Величина вихревых токов, возникающих в горной породе, зависит от величины ее удельной электропроводности. Чем выше электропроводность среды, тем больше величина вихревых токов. В свою очередь магнитное поле вихревых токов индуцирует в приемной катушке скважинного прибора вихревое поле, представляющее собой векторную сумму активной составляющей, совпадающей по фазе с током питания генераторной катушки, и реактивной относительно питающего тока (рис. 2.5).

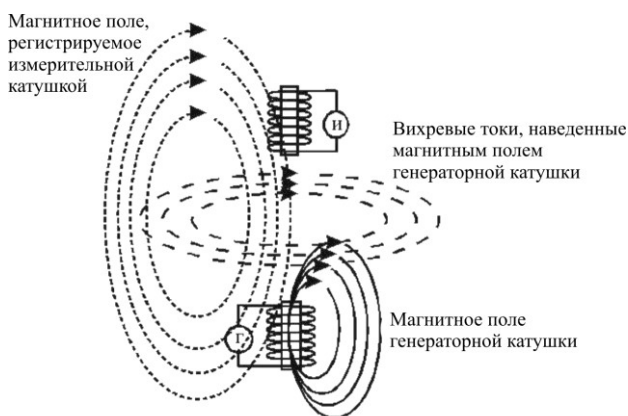


Рис. 2.5. Схема зонда индукционного каротажа

Для снижения влияния скважины, зоны проникновения и вмещающих пород на результаты ИК используют фокусировку электромагнитного поля. Для этого применяют многокатушечные фокусирующие зонды, которые рассматриваются как совокупность двухкатушечных зондов, образованных всеми парами генераторных и измерительных катушек зонда (**ВИКИЗ**).

Основное преимущество метода ИК состоит в том, что при его выполнении нет необходимости в прямом электрическом контакте между измерительным зондом и горной породой, следовательно, ИК эффективен при изучении скважин, заполненных непроводящими буровыми растворами на нефтяной основе, и сухих скважин.

Микробокковой каротаж (МБК) служит для определения УЭС ближней зоны пласта (промытой зоны) при толщине глинистой корки менее 10 мм.

Сущность МБК заключается в измерении удельного сопротивления прискважинной части пласта (промытой зоны) при помощи трехэлектродной установки, состоящей из центрального электрода A_0 , окружающего его измерительного электрода N и экранного электрода A_3 , расположенных на прижимном башмаке.

Такая конструкция зонда существенно уменьшает искажающее влияние бурового раствора и глинистой корки и позволяет более точно определить кажущееся сопротивление промытой зоны.

Метод микрондирования (МКЗ) заключается в детальном исследовании кажущегося сопротивления прискважинной части разреза зондами очень малой длины. В качестве зондовой установки служит резиновый «башмак», на котором установлены три точечных электрода на расстоянии 2,5 см друг от друга. Они образуют два зонда: микроградиент-зонд (МГЗ) $A_{0,025}M_{0,025}N$ и микропотенциал-зонд (МПЗ) $A_{0,05}M$, у которого электродом N служит корпус прибора.

Радиус исследования МГЗ приблизительно равен 3–5 см, а глубина исследования МПЗ в 2,0–2,5 раза больше, т.е. составляет 10–12 см. Поскольку радиус исследования МГЗ меньше, чем МПЗ, то на его показания оказывают большее влияние промывочная жидкость и глинистая корка, а на показания МПЗ – промытая зона скважины. Так как в наших условиях удельное сопротивление промытой зоны больше сопротивления глинистой корки, то показания МПЗ превышают показания МГЗ, т.е. пласты-коллекторы характеризуются положительными приращениями кажущегося сопротивления.

Данные стандартного комплекса методов электрического каротажа (БКЗ, БК, ИК) используются в основном для разделения пород по насыщению (рис. 2.6.). Характер насыщения выделенных коллекторов оценивается по критическим значениям УЭС или коэффициенту нефтенасыщенности (k_n) с использованием петрофизических зависимостей в программе ПРАЙМ.

В настоящее время общепризнана роль методов электрических пластовых наклономеров (БК–С, ЭМС, МС1 и др.) в повышении эффективности геолого-геофизических исследований. Дополнительные возможности связаны со следующими параметрами:

- определением УЭС зоны проникновения пласта по разноглубинным зондам;
- высоким вертикальным разрешением;

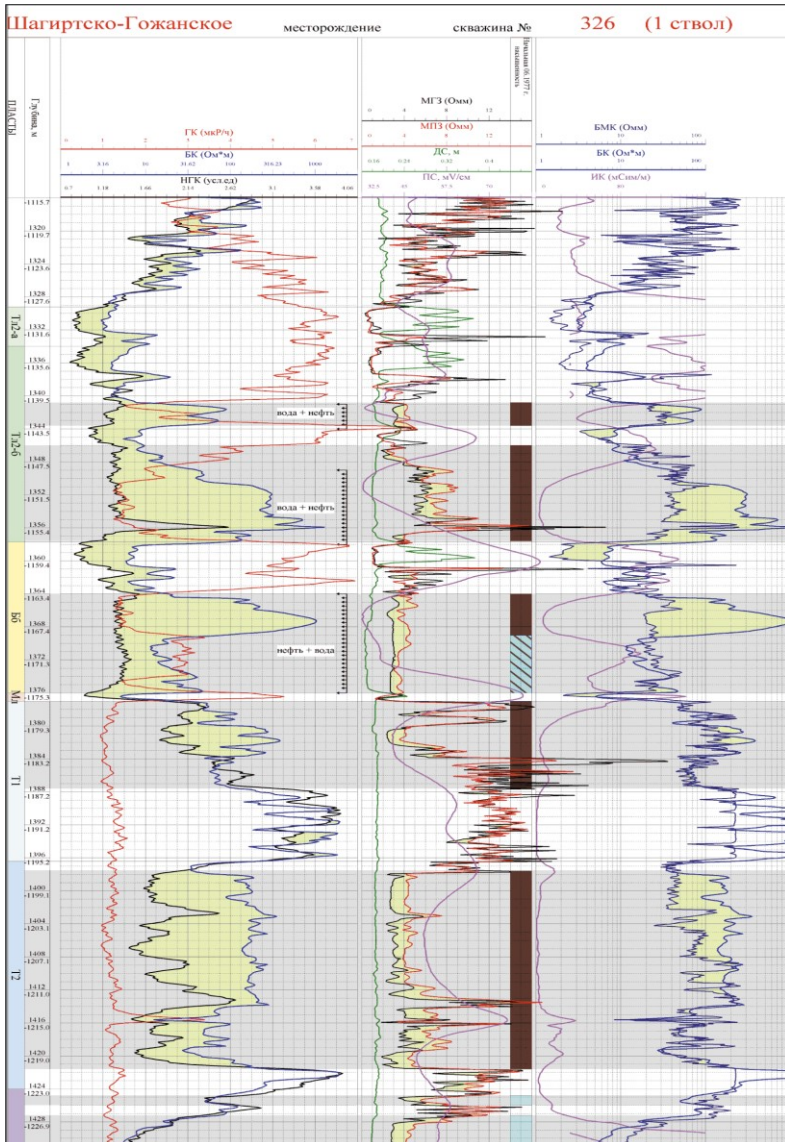


Рис. 2.6. Пример определения характера насыщения пластов методами электрического каротажа

– оценкой элементов залегания пластов по параметрам анизотропии.

Интегральный гамма-каротаж (ГК) основан на измерении естественной радиоактивности горных пород, слагающих разрез скважины. Естественной радиоактивностью называется самопроизвольный распад ядер некоторых химических элементов, слагающих горные породы.

Измерительная установка ГК состоит из детекторов гамма-квантов и электронной схемы. Точкой записи является середина детектора. Зонд (модуль) применяют в качестве самостоятельного прибора или включают в состав комплексных приборов, реализующих несколько методов ГИС. Модуль ГК комплексируется с другими модулями без ограничений.

Большинство радиоактивных элементов принадлежит к трем основным семействам: урана – радия, тория и актиния. Из других элементов с естественной радиоактивностью следует отметить изотопы калия-40 (^{40}K). Распад радиоактивных элементов сопровождается альфа-, бета- и гамма-излучением. Поскольку альфа- и бета-частицы обладают очень малой проникающей способностью – первые миллиметры, а гамма-излучение – от 30 до 40 см, в радиометрии нефтегазовых скважин используют только гамма-излучение. Уран, торий и калий испускают гамма-лучи с энергией 1–2 МэВ.

Основы применения ГК в скважинах, пробуренных на нефть и газ, связаны с четкой зависимостью величины гамма-излучения от характера горной породы. Самую высокую радиоактивность среди осадочных горных пород имеют глубоководные илы, черные битуминозные глины, аргиллиты, глинистые сланцы, калийные соли. Средняя радиоактивность характерна для неглубоководных и континентальных глин, глинистых песчаников, мергелей глинистых известняков и доломитов. К породам с низкой радиоактивностью относятся ангидриты, гипсы. Использование SGK при изучении разрезов нефтяных скважин повышает полноту исследований и точность определения коллекторских свойств пластов, способствует решению многих геологических задач – корреляции разрезов по содержанию U, Th и K, выделению нефтематеринских пород, интервалов развития битумов, ВНК и т.д.

Гамма-каротаж выполняют во всех без исключения необсаженных и обсаженных скважинах, заполненных любой промывочной жидкостью или газом.

Наиболее благоприятно применение ГК для анализа глинистости в случае, когда гамма-активность пород определяется в основном

их глинистостью, т.е. содержанием в породе пелитового материала – частиц размером менее 0,01 мм независимо от их минерального состава (собственно глины, полевой шпат, кварц и др.) или нерастворимого остатка (в карбонатных отложениях), а также для кварцевых песчаников и карбонатных пород с нерадиоактивным минеральным скелетом.

Гамма-гамма-плотностной каротаж (ГГК) – исследования, основанные на регистрации плотности потока гамма-излучения, рассеянного горной породой при ее облучении стационарным ампульным источником гамма-квантов (^{60}Co и др.).

В зависимости от энергии гамма-излучения при взаимодействии гамма-квантов с атомами элементов, составляющих горную породу, могут возникать в основном два процесса:

- эффект Комптона – рассеяние гамма-квантов на электронах,
- фотоэлектрический эффект (поглощение).

Многokратное комптоновское рассеяние приводит к последовательному снижению энергии гамма-квантов и переходу к процессу фотоэлектрического поглощения.

В зависимости от энергии регистрируемого гамма-излучения различают плотностную (ГГМ-П) и селективную (ГГМ-С) модификации метода. При ГГМ-П регистрируют относительно жесткое гамма-излучение (0,15 МэВ) для определения плотности горных пород, при ГГМ-С – более мягкое для определения среднего атомного номера (литологического состава).

Для исследования нефтяных и газовых скважин, как правило, применяются двухзондовые измерительные установки, экранированные от скважины, с азимутальной коллимацией излучения источника и регистрируемого излучения (рис. 2.7).

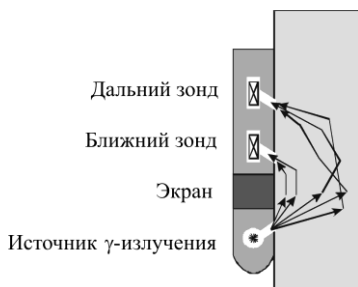


Рис. 2.7. Конструкция прибора ГГК

Между интенсивностью рассеянного гамма-излучения и плотностью горных пород существует обратная зависимость: чем

больше плотность, тем меньше регистрируемое гамма-излучение. На кривой ГГК минимальные показания соответствуют плотным породам – ангидритам, известнякам, максимумами выделяются наименее плотные породы – глины, высокопористые разности пород. Измеряемая величина – скорость счета (интегральная или в энергетических окнах).

Основные расчетные величины – объемная плотность пород $\delta_{п}$ (г/см³), позволяющая перейти к определению пористости $k_{п}$ по формуле

$$k_{п} = (\delta_{м} - \delta_{п}) / (\delta_{м} - \delta_{ж}),$$

где $\delta_{м}$ – минеральная плотность; $\delta_{ж}$ – плотность жидкости.

Определение коэффициента пористости по данным ГГК практически не зависит от глинистости пород, так как ее плотность несильно отличается от таковой основных породообразующих минералов, но зависит от минеральной плотности пород.

В спектральной модификации литоплотностного каротажа (ЛПК) при записи в скважине выбираются два окна, соответствующие областям энергий фотоэффекта и Комптон-эффекта, и по зарегистрированным спектрам определяют (по соотношению количества импульсов в окнах (N_p/N_c)) индекс фотоэлектрического поглощения (Pe), прямо пропорционального сечению фотоэффекта на электрон и среднему атомному номеру исследуемой среды (Z) Pe , и параметры объемной плотности породы (ГГКп). Суть технологии иллюстрирует рис. 2.8.

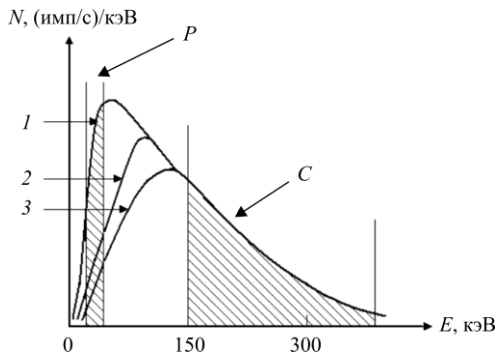


Рис. 2.8. Схематические спектры рассеянного гамма-излучения в средах с постоянной плотностью и различными значениями $Z_{эф}$;

1 – среда с низким $Z_{эф}$, 2 – средним, 3 – высоким;

P – область преимущественно фотоэлектрического поглощения,

C – комптоновского рассеяния

В исследуемый комплекс ЛПК входят данные ГГКп и Pe , кроме них в обработке данных используются пористость по НККт, объемная

глинистость, интервальное время P -волны (ДТР), расхождение диаметров по данным кавернометрии (ДС) и прижимной лапы ЛПК. Путем нелинейного решения системы уравнений определяются компоненты вскрытого скважиной разреза (путем минимизации расхождений до заданных значений точностей теоретических кривых с фактическими, определяемых погрешностью используемых в обработке методов).

Метод СГК в комплексе с ЛПК позволяет более точно оценить глинистость пласта, тип и содержание глинистых минералов и наиболее достоверно расчленить разрез на литологические разности.

Нейтронный каротаж (НК) основан на облучении пород нейтронами от стационарного ампульного источника (или генератора нейтронов) и измерении плотностей потоков надтепловых и тепловых нейтронов и (или) гамма-квантов, образующихся в результате ядерных реакций рассеяния и захвата нейтронов. Схема измерения при нейтронном каротаже показана на рис. 2.9. Измеряемая величина – скорость счета в импульсах в минуту (имп./мин); расчетная величина – водородосодержание пород в стандартных условиях в процентах.

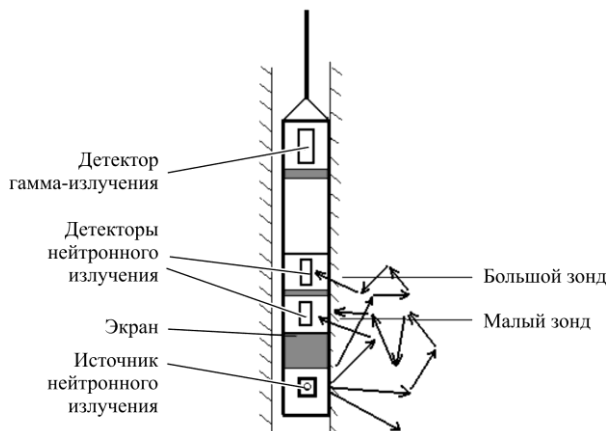


Рис. 2.9. Схема измерения при нейтронном каротаже

Процесс рассеяния заключается в том, что нейтрон при столкновении с ядром передает ему часть своей энергии и отклоняется от первоначального направления движения. Никакого излучения при этом не возникает. В результате последовательных соударений нейтрон теряет свою энергию и переходит из высших уровней энергии

(более 0,1 МэВ) к низшим (менее 0,025 эВ). Потеря энергии нейтроном при упругом соударении его с ядром зависит от соотношения их масс. Чем тяжелее ядро мишени, тем меньше потеря энергии нейтрона; чем ближе между собой массы нейтрона и ядра, тем потеря энергии больше. При столкновении с ядрами водорода нейтрон может полностью потерять свою энергию и превратиться в тепловой, что может привести к захвату нейтрона ядром.

При захвате нейтрона его энергия добавляется к энергии ядра и происходит выделение избыточной энергии в виде гамма-излучения радиационного захвата (рис. 2.10). Ядра атомов различных элементов характеризуются различными энергиями радиационного захвата и различным сечением захвата (поглощением), что может использоваться для их распознавания.

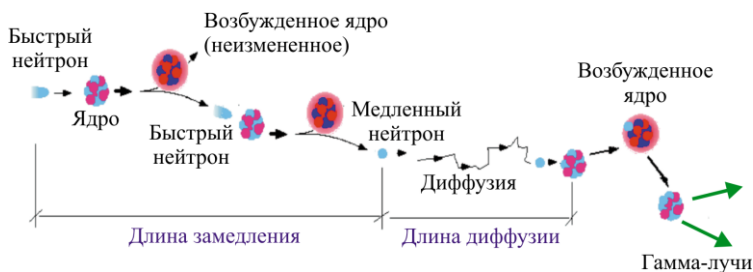


Рис. 2.10. Схема взаимодействия нейтронов с горными породами по методу НК

При исследовании зондами, длина которых более 40 см, плотность нейтронов в среде с большим водородосодержанием в зоне размещения индикаторов мала, поскольку в такой среде нейтроны замедляются и поглощаются в основном вблизи источника. В результате породы с высоким водородосодержанием отмечаются на диаграммах НК низкими показаниями.

Переход от скорости счета к геофизическим характеристикам пород (плотность пород, пористость, насыщенность, вещественный состав) осуществляют с использованием зависимостей между показаниями скважинных приборов и указанными характеристиками, или параметрами, установленными на моделях пород, пересеченных скважиной, или методами математического моделирования.

Нейтронный каротаж применяют в необсаженных и обсаженных скважинах с целью литологического расчленения разрезов, определения емкостных параметров пород (объемов минеральных компонент скелета и

порового пространства), выделения газожидкостного и водонефтяного контактов, определения коэффициентов газонасыщенности в прискважинной части коллектора.

В обсаженных скважинах для определения характера насыщения пластов наиболее широко применяется **импульсный нейтрон-нейтронный каротаж (ИННК)**, при котором регистрируется плотность тепловых нейтронов и время их жизни. Пространственно-временное распределение плотности тепловых нейтронов от импульсного источника быстрых нейтронов определяется нейтронными параметрами исследуемой среды. Основной измеряемой величиной в ИННК является среднее время жизни тепловых нейтронов (τ_n). В силу большой энергии нейтронов, испускаемых скважинным генератором нейтронов (до 14 МэВ), при соответствующем выборе времени задержки ($\tau_s = 1000\text{--}12000$ мкс) радиус исследования ИННК (60–80 см) намного превышает глубинность нейтронных методов с ампульными нейтронными источниками. В этом существенное преимущество импульсного нейтрон-нейтронного каротажа.

Количественная оценка насыщенности коллекторов по данным ИННК базируется на зависимости среднего времени жизни тепловых нейтронов в породах от характера и содержания насыщающих флюидов. Определяющим фактором при замедлении (рассеянии) нейтронов является содержание в окружающей среде водорода, а при захвате тепловых нейтронов – содержание хлора. По водородосодержанию нефтяные и водоносные пласты практически не различаются, но в пластах с минерализованной водой (> 100 г/л) содержание хлора в водоносной части пласта больше, чем в нефтеносной, поэтому плотности потока тепловых нейтронов против них могут различаться в несколько раз (рис. 2.11).

По ИННК пресная вода и нефть имеют высокие значения времени жизни тепловых нейтронов и разделить их по насыщению затруднительно. Поэтому естественным продолжением развития нейтронных методов является применение спектрометрической модификации метода.

Спектрометрические радиоактивные методы – одно из наиболее информативных направлений развития ядерно-геофизических методов, основанное на измерении скважинным прибором энергетических спектров гамма-излучения.

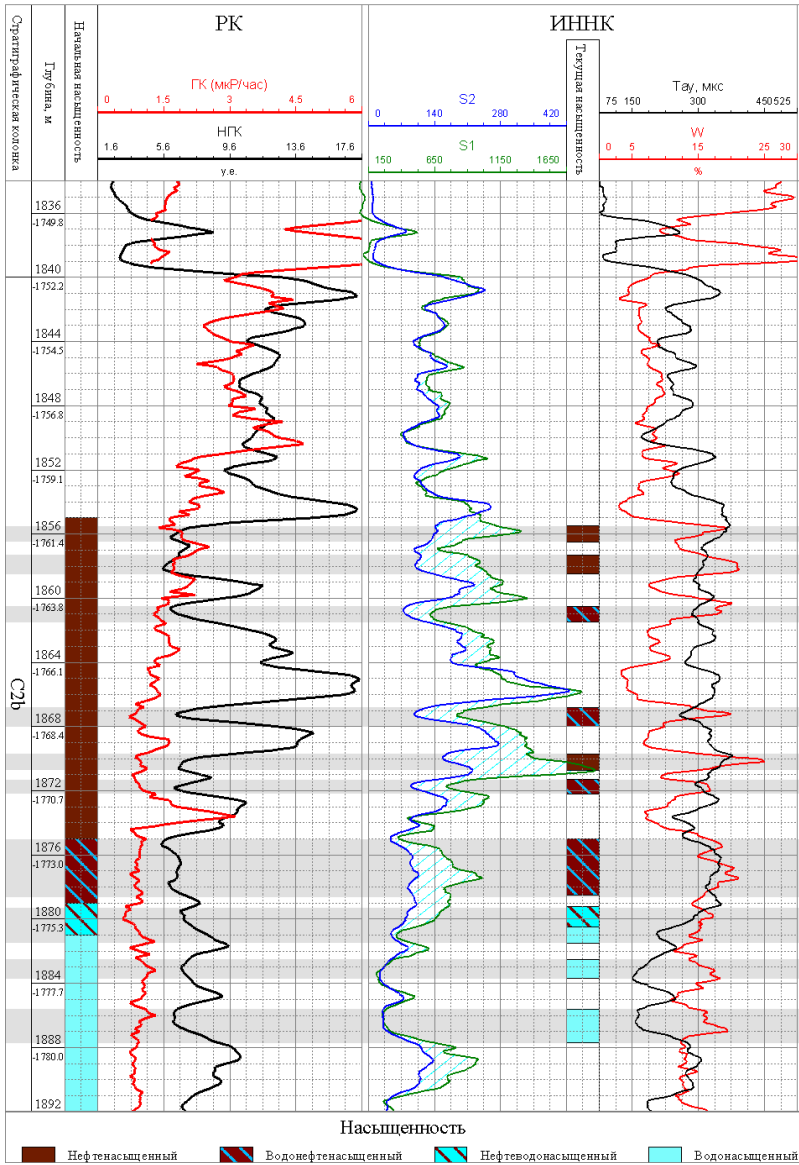


Рис. 2.11. Определение насыщенности пластов методом ИННК

Первые публикации по возможности применения спектрометрии нейтронного гамма-излучения для выделения водоносных интервалов в обсаженных нефтегазовых скважинах и определения содержания основных породообразующих элементов (Ca, Si, Fe и др.) относятся к концу 1960-х гг. Применение спектральной модификации нейтронного каротажа, именуемого С/О-каротаж, в карбонатных разрезах затруднительно из-за большого содержания углерода в карбонатных породах.

Акустические методы

Сущность акустического каротажа сводится к возбуждению в скважине упругих колебаний, которые распространяются в среде, окружающей излучатель, и регистрации их одним или несколькими приемниками.

По типу регистрируемых параметров, основным целям и назначению выделяются следующие основные модификации акустического каротажа:

- ***АК по скорости*** – для изучения скоростных характеристик пород, вскрытых скважиной;
- ***АК по затуханию упругих волн*** – для определения поглощающих свойств горных пород, зон трещиноватости и т.п.;
- ***АК цементного кольца*** для контроля технического состояния скважин.

Волновое поле системы «скважина – пласт» включает множество волн.

Для проведения АК применяют трехэлементные зонды ($I_{20,5}$ $I_{1,5}$ П), но имеются и более сложные трехэлементные (ИПП, ИИП), компенсированные (ИППИ, ИИПП) и многоэлементные (ИПП...П) измерительные зонды, состоящие из нескольких двухэлементных зондов и позволяющие учесть влияние на результаты измерений характеристик промысловой жидкости и положение зонда в стволе скважины. Точка измерения такими зондами – середина расстояния между приемниками.

При воздействии на элементарный объем породы с помощью звуковой или ультразвуковой волны происходит деформация частиц породы и их перемещение. Возникают два типа деформации: деформация объема (растяжение, сжатие) и деформация формы (сдвига). Во всех направлениях от точки приложения возбуждающей силы изменяется первоначальное состояние среды. Процесс последовательного распространения деформации называется упругой волной.

Продольные волны связаны с объемной деформацией среды. Поэтому они могут распространяться как в твердых телах, так и в жидких или газообразных средах.

Поперечные волны могут возникать только в такой среде, которая обладает упругостью формы, т.е. способна сопротивляться деформации сдвига. Этим свойством обладают лишь твердые тела.

Распространение продольной волны представляет собой перемещение зон сжатия и растяжения, при котором частицы среды совершают колебания около своего первоначального положения в направлении, совпадающем с направлением распространения волны.

Распространение поперечной волны представляет собой перемещение зоны скольжения слоев среды относительно друг друга; частицы среды совершают колебания около своего первоначального положения в направлении, перпендикулярном к направлению распространения волны.

Скорость упругой волны зависит от упругих свойств среды и типа волны. Скорости распространения продольных V_p - и поперечных V_s -волн различны, приближенно можно считать, что $V_p/V_s = (1,4 \div 1,75)$.

Измерительная установка акустического каротажа состоит из одного или нескольких излучателей упругих колебаний и одного или нескольких приемников, преобразующих упругие колебания в электрические каналы. Наиболее широкое применение в практике ГИС получили трехэлементные зонды (10–20 кГц), включающие излучатель и два приемника.

Для ГИС акустическим каротажем имеются следующие приборы: МАК-2, МАК-4, АКШ-42, ЗАС-ТШ-36, АВАК-11, ВАД-М12, МАК-СК, САС-П-60, САТ-2М. Некоторые типы приборов приведены на рис. 2.12.

Расстояние между приемниками (база S) характеризует разрешающую способность зонда. Чем меньше база, тем более тонкие слои могут быть выделены на диаграмме АК. База зонда достигает 0,25–0,5 м. Середина базы зонда является точкой записи.

Очень важным является выбор длины зонда (L). Минимальная длина зонда определяется необходимостью регистрации первых вступлений продольной волны, проходящей по неизменной части породы, а не по нарушенной ближней зоне пласта и по жидкости.

В стандартной аппаратуре МАК-2 длина зонда составляет 1,25 м.

Между излучателем (И) и ближайшим приемником (П) устанавливается акустический изолятор, состоящий из звукопоглощающего

материала. Этим исключается возможность поступления упругой волны по скважинному прибору.

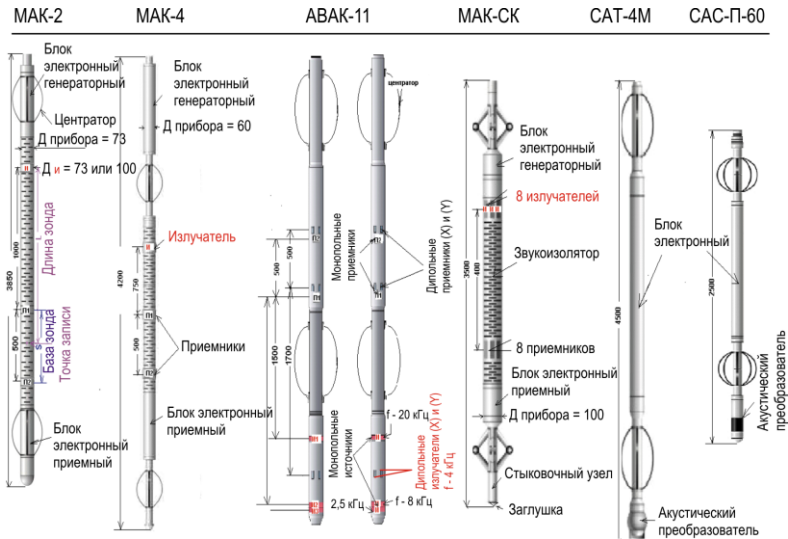


Рис. 2.12. Типы аппаратуры АК

Излучатель колебаний состоит из магнестрикционного (это ферромагнитное вещество, изменяющее форму и размеры под действием переменного магнитного поля) вибратора (сердечник из никеля или другого сплава), на который наложена обмотка. Расширение сплава при намагничивании электрическим током, подаваемым через обмотку, создает импульсы упругих колебаний.

В приемнике используется пьезоэлектрический эффект (возникновение электрических зарядов на гранях кристаллов под воздействием механических деформаций) цирконата титаната свинца (ЦТС-19). При каждом импульсе по жилам кабеля на поверхность подается электрический сигнал от излучателя и сигнал с выхода усилителя (усилитель размещен в глубинном приборе и к нему подключен приемник).

Время между импульсом и первым вступлением преобразуется в электрическое напряжение, пропорциональное осредненному за несколько импульсов времени пробега упругой волны между приемниками. Напряжение с выхода схемы поступает на регистрирующий прибор, записывающий волновые картины акустического каротажа.

В процессе регистрации волновых картин выделяются следующие параметры:

– **TP1** – время пробега волны от излучателя до ближнего приемника (время первого вступления продольной волны 1-го зонда), затем $TS1$, $TS1$;

– **TP2** – время пробега волны от излучателя до дальнего приемника (время первого вступления продольной волны 2-го зонда), затем $TS1$, $TS1$;

– **AP1** – амплитуда первого вступления волны от излучателя до ближнего приемника; затем $AS1$, $AS1$;

– **AP2** – амплитуда первого вступления волны от излучателя до дальнего приемника, затем $AS2$, $AS2$.

На основе этих данных рассчитываются:

– ΔT – интервальное время пробега (продольной, поперечной, Стоунли волн):

$\Delta T = (T2 - T1) / S$; время $(T2 - T1)$, отнесенное к измерительной базе зонда S , называют интервальным временем ΔT (измеряется в мкс/м).

В каждое из времен $T1$ и $T2$ входит двойное время пробега волны по раствору. В разности $(T2 - T1)$ это время исключается (т.е. исключается влияние скважины) и $(T2 - T1)$ соответствует пробегу волны в интервале между приемниками (база зонда S) по прямой.

Alpha – кажущийся коэффициент поглощения (продольной, поперечной, Стоунли волн): $\text{Alpha} = 20 (1/S) \lg (A1/A2)$.

Отдельную группу составляют приборы, предназначенные для решения практически всех задач, доступных АК, в любых геологических условиях. Они оснащены многоэлементными измерительными зондами с монопольными и дипольными преобразователями, охватывают широкий для АК диапазон частот (1–30 кГц) и обеспечивают измерение параметров информативных P -, S - и St -волн без влияния интерференции этих волн между собой и с другими волнами-помехами.

Примером может служить аппаратура **АВАК-11**, включающая 5 измерительных зондов разной частоты:

– **тенор** – $f = 20$ кГц, зонд И1.5П0.5П (для целей цементометрии и P -волны в открытом стволе, S -волны в высокоскоростном разрезе);

– **баритон** – $f = 8$ кГц, зонд И2.0П0.5П (для P -волны по породе в колонне и в открытом стволе, для S -волны. Измерения параметров P - и S -волн позволяют вычислять упругодеформационные свойства пород);

– *бас* – $f = 2,5$ кГц, зонд И2.0П0.5П (для измерения параметров волны Стоунли St с целью выделения проницаемых пород);

– *дипольные зонды* X и Y расположены в одном поперечном сечении и ортогональны друг другу – $f = 4$ кГц, зонд И1.7П0.5П (для измерения параметров поперечной S -волны, в любых геологических условиях (включая низкоскоростной разрез $V \leq 1500$ м/ч), за исключением каверн большого размера. Измерения дипольными зондами позволяют вычислить акустическую анизотропию пород, которая связана с трещиноватостью и механическими напряжениями (максимум напряжения сжатия пород на больших глубинах направлен обычно вертикально, а минимум – в горизонтальной плоскости).

Следующая группа приборов – это высокочастотные (100–1000 кГц) приборы-сканеры с одним или несколькими электроакустическими преобразователями, совмещающими функции излучателя и приемника упругих колебаний.

Их основное назначение заключается:

– в детальном изучении анизотропных слоистых и трещиноватоквернозных пород в открытых скважинах (аппаратура «*Геовизор*», *SAT*, *SAC-II-60*: формулы зондов И-П);

– выделении объемных и контактных дефектов (вертикальные каналы и зазоры) в цементном камне, заполняющем затрубное пространство (*МАК-СК*, формула И (1–8) 0,4 П (1–8));

– исследовании акустических свойств материалов, находящихся за обсадной колонной, измерении внутреннего диаметра, толщины и овальности обсадной колонны (*ВАД-М12* – 6 пар преобразователей (излучатель-приемник), расположены по образующей корпуса под углом 30° со сдвигом по вертикали на 50 мм. 13-й опорный – вдоль оси зонда в нижней части предназначен для вычисления скорости звука в жидкости, используется при расчете внутреннего диаметра труб).

Определение коэффициентов k_{Π} межзерновой (гранулярной) пористости стало практически первой задачей скважинной геофизики, которую начали решать с использованием материалов АК. Наиболее простым по форме уравнением стало уравнение среднего времени

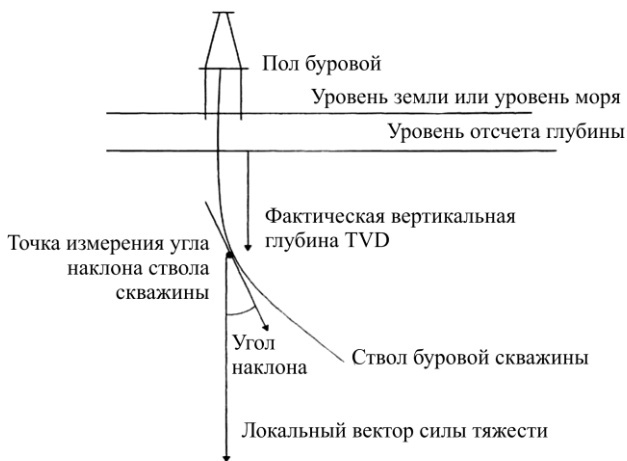
$$k_{\Pi} = (\Delta T_{\Pi} - \Delta T_{\text{СК}}) / (\Delta T_{\text{ж}} - \Delta T_{\text{СК}}),$$

где ΔT_{Π} – интервальное время, измеренное в скважине; $\Delta T_{\text{СК}}$ – интервальное время в непористом минеральном скелете; $\Delta T_{\text{ж}}$ – интервальное время в жидкости, заполняющей поры, которое изменяется от 570 мкс/м в предельно минерализованной воде до 640 мкс/м в пресной воде.

Регистрация поперечных волн ($\Delta T S_X$ и $\Delta T S_Y$), возбуждаемых двумя ортогонально расположенными излучателями, существенно изменила возможности АК и позволила изучать вокруг вертикальной скважины азимутальную анизотропию пород, вызванную либо присутствием трещин, либо существующим напряженным состоянием пород (расхождение параметров поперечной волны $\Delta T S_X-Y$ и Alpha_X-Y позволяет делать вывод об анизотропии в данном интервале).

Инклинометрия

Инклинометрия – ***метод определения основных параметров*** (угла и азимута) скважин с помощью приборов (инклинометров) для определения фактических координат бурящихся скважин (рис. 2.13).



Основные определения

Рис. 2.13. Пространственное положение скважины при проведении инклинометрии

Инклинометрия позволяет решить следующие задачи:

- контроль в процессе бурения *заданного направления оси ствола скважины* в пространстве по отношению к проектному;
- выделение участков *перегибов оси ствола скважины*, которые могут вызывать осложнения при бурении;
- получение исходных данных для *геологических построений*, в том числе определения *истинных глубин залегания продуктивных пластов*, для интерпретации данных ГИС.

Зенитный угол θ – угол между касательной к *оси ствола скважины* в точке замера и *проекцией* этой касательной на *вертикальную плоскость*.

Азимутальный угол, или азимут α_i скважины, – *угол, отсчитываемый по часовой стрелке (в Северном полушарии), лежащий в горизонтальной плоскости* и образованный каким-либо ориентированным направлением, принятым за начальный отсчет, и *горизонтальной проекцией оси скважины* (вектора скорости бурения) в любой ее точке A_i . В зависимости от выбора начального направления отсчета азимут может быть **истинным**, **магнитным** или **условным**. В первом случае отсчет ведется от географического, во втором – от магнитного меридиана, а в третьем – от направления на произвольно взятый репер, географические координаты которого известны.

Удлинение Δl – поправка, вносимая в измеренную глубину скважины, по поводу отклонения ее от вертикали.

Смещение (проложение) забоя S – расстояние в плане от устья скважины до ее забоя.

Для определения на любой глубине угла отклонения оси скважины от вертикали и азимута ее искривления по отношению к устью применяется специальный прибор – инклинометр (от лат. *incline* – наклоню) и оборудование обычной каротажной станции.

По методам измерений инклинометры делятся на две группы:

1) **инклинометры с дистанционным электрическим измерением**, в которых угловые элементы определяются с помощью *земного магнитного поля и силы тяжести*;

2) **гироскопические инклинометры**, работа которых основана на свойстве гироскопа с тремя степенями свободы при вращении *неизменно сохранять заданное первоначальное направление своей оси в пространстве*.

Магнитометрические (точечные и непрерывные) инклинометры используются для измерений *зенитных углов и азимутов в необсаженных скважинах* и для *контроля зенитных углов в скважинах, обсаженных металлическими трубами*.

Гироскопические инклинометры применяются для измерений зенитных углов и азимутов как в *необсаженных скважинах*, так и в *скважинах, обсаженных металлическими трубами*.

Скважинный прибор опускается в скважину на геофизическом кабеле и останавливается на заданной глубине. Измерение проводится при неподвижном скважинном приборе.

Современное представление траектории скважины, помимо наиболее вероятного положения ствола скважины, включает и допуск

в вертикальной и горизонтальной проекции, обусловленный влиянием погрешностей (круг допуска – рис. 2.14).

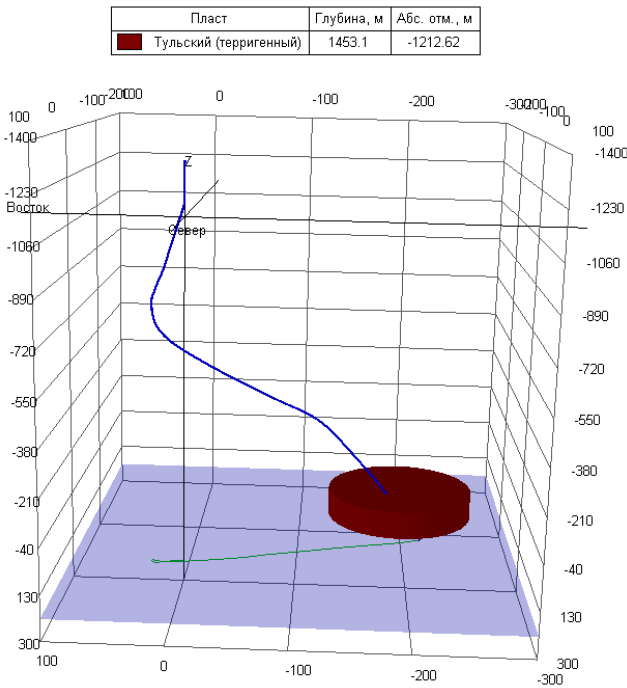


Рис. 2.14. Аксонометрия скважины

Кавернометрия и профилометрия

Измерение **диаметра ствола** скважины относится к основным исследованиям, проводится во всех поисковых и разведочных скважинах, в интервалах детальных исследований и по всему открытому стволу.

В разрезе различной литологии фактический диаметр скважины не всегда является номинальным и может быть больше или меньше диаметра долота.

По сужению диаметра ствола скважины вследствие образования глинистой корки, которая является результатом проникновения фильтра промывочной жидкости в проницаемые пласты, выделяются проницаемые пласты. Размытые участки стволов скважин (каверны) явля-

ются в большинстве случаев прямыми признаками пластичных глин (покрышек), а в ряде случаев признаками порово-трещинных зон.

Фактический диаметр скважины измеряется *каверномером*, который представляет собой четыре рычага, прижимаемых к стенке скважины. По отклонениям этих рычагов можно рассчитать диаметр скважины в двух взаимно перпендикулярных плоскостях, а также ее средний диаметр (*профилемеры*).

На коллекторах обычно наблюдается уменьшение диаметра из-за глинистой корки примерно на 1–2 см. В плотных пластах регистрируемый диаметр скважины равен диаметру долота.

Кривые отклонения рычагов каверномера (радиусы) могут иметь синусоидальную форму, обусловленную вращением прибора в скважине. При этом кривые профилей должны регистрировать реальный диаметр скважины.

Данные кавернометрии широко используются для решения технических задач. Например, необходимое количество цементного раствора при цементировании обсадных колонн высчитывают с учетом средневзвешенного значения диаметра скважины, определяемого по кавернограмме. Знание диаметра необходимо для выделения участков осложненного ствола скважины, для установки пакера при испытании.

Основой каверномера для измерения диаметра скважины является рычажный механизм. Движения измерительных рычагов под влиянием изменения диаметра скважины преобразуются с помощью датчиков в электрические сигналы, передаваемые на каротажную станцию и регистрируемые в виде кавернограммы. Для более тесного определения формы поперечного сечения скважины используют профилемеры, для которых характерно наличие шести или восьми рычагов с известной для них ориентацией на магнитный север. Комбинирование профилемера с инклинометром в обсаженной скважине позволяет определить пространственное положение повреждений колонны.

Специальные интерактивные программные пакеты обработки данных многорычаговых профилемеров (сканеров) позволяют получать трехмерное изображение профиля скважины или колонны в режиме реального времени.

2.5. Прямые и обратные задачи геофизических методов исследования скважин

При геофизических исследованиях скважин используются электромагнитные, сейсмоакустические, ядерно-физические, тепловые поля, поэтому принципы теоретического решения задач – *прямых* (опре-

деление физических параметров поля по известному геофизическому разрезу) и **обратных** (определение физического разреза по наблюдаемым физическим параметрам) – аналогичны полевым геофизическим методам.

Однако строгое теоретическое решение прямых задач ГИС сложнее, т.к. приходится учитывать влияние заполнителя скважины (обсадные колонны, цемент, глинистый раствор, по-разному проникающие в поры в зависимости от трещиноватости и пористости пород.

Решение же обратных задач ГИС и интерпретация материалов проще, т.к. используются корреляционные связи между геофизическими и коллекторскими свойствами с оценкой заполнителя пор (вода, нефть, газ), которые легче формализовать и просчитать с помощью компьютеров.

2.6. Особенности влияния скважины на показания методов ГИС, вертикальные и радиальные характеристики зондов

Вскрываемый бурящейся скважиной геологический разрез представляет собой объект детальных геологических, геохимических, геофизических и технологических исследований. В дальнейшем полученный в процессе строительства скважины объем информации используется на всех этапах ее жизни. Основной оперативной задачей геофизических работ является обнаружение коллекторов в процессе бурения и оценка их характера насыщения. В то же время процесс вскрытия, само присутствие в изучаемой среде ствола скважины с отличными физико-химическими свойствами искажают действительную картину и вносят определенные погрешности в результаты измеряемых физических и геологических параметров горных пород. Некоторые породы (например, глины, соли и др.) размываются, образуя так называемые каверны, и, наоборот, за счет фильтрации в проницаемых прослоях промывочной жидкости на стенках образуется глинистая корка и наблюдается сужение диаметра скважины. Проникновение в пласт фильтра промывочной жидкости отесняет пластовый флюид из ближней, прискважинной зоны, и достоверность информации о характере насыщения коллекторов этой зоны снижается.

Для уменьшения влияния данных факторов на достоверность геофизических параметров применяют аппаратуру, обладающую различной вертикальной и радиальной характеристикой зондов. Так, при наличии в разрезе тонкослоистых пластов используют экранированные электрические методы (БК, МБК, ЭМС), для увеличения глубинности исследований – многочастотную аппаратуру и источники с большей мощности излучения (АК, ИК, РК).

Успешное решение поставленных задач зависит от правильного выбора комплекса исследований, качества подготовки к ним скважины, квалификации специалистов геологической и геофизической служб.

2.7. Обработка и интерпретация каротажных диаграмм

Выделение коллекторов в осадочных отложениях, определение эффективных толщин осуществляются по качественным признакам и количественным критериям геофизических, петрофизических и гидродинамических параметров.

При выделении коллекторов учитываются следующие *качественные* признаки кривых ГИС:

- сужение диаметра скважины по сравнению с номинальным вследствие образования глинистой корки;

- радиальный градиент удельного сопротивления, определенный по диаграммам электрических методов с различным радиусом исследования;

- низкие и средние показания относительно вмещающих пород на кривых радиоактивного каротажа (гамма-каротажа и нейтронного каротажа в карбонатных отложениях);

- наличие «положительного» приращения кажущихся удельных сопротивлений МПЗ (микрорезистивностный зонд) над МГЗ (микрорезистивностный зонд) на кривых микрокаротажа (МКЗ);

- повышенные значения интервального времени и коэффициента затухания акустических волн относительно вмещающих пород по данным акустического каротажа;

- пониженные значения плотности по ГГК по сравнению с вмещающими низкопористыми (плотными) породами.

На рис. 2.15. приведен пример геофизической характеристики коллекторов по комплексу ГИС в открытом стволе скважин на месторождении Пермского Прикамья. Среди пород в разрезе можно выделить две группы: неколлекторы (глинистые и плотные разности пород) и коллекторы (неглинистые породы).

По данным ГИС безошибочно можно определить группу *глинистых пород* (собственно глины, аргиллиты, глинистые сланцы). Все эти породы характеризуются наиболее высокими показаниями ГК и ПС, увеличенным диаметром скважины по сравнению с номинальным (ДС), высокими значениями интервального времени ΔT (АК), низкими кажущимися удельными электрическими сопротивлениями (БК, ИК), показаниями НК и микрорезондов.

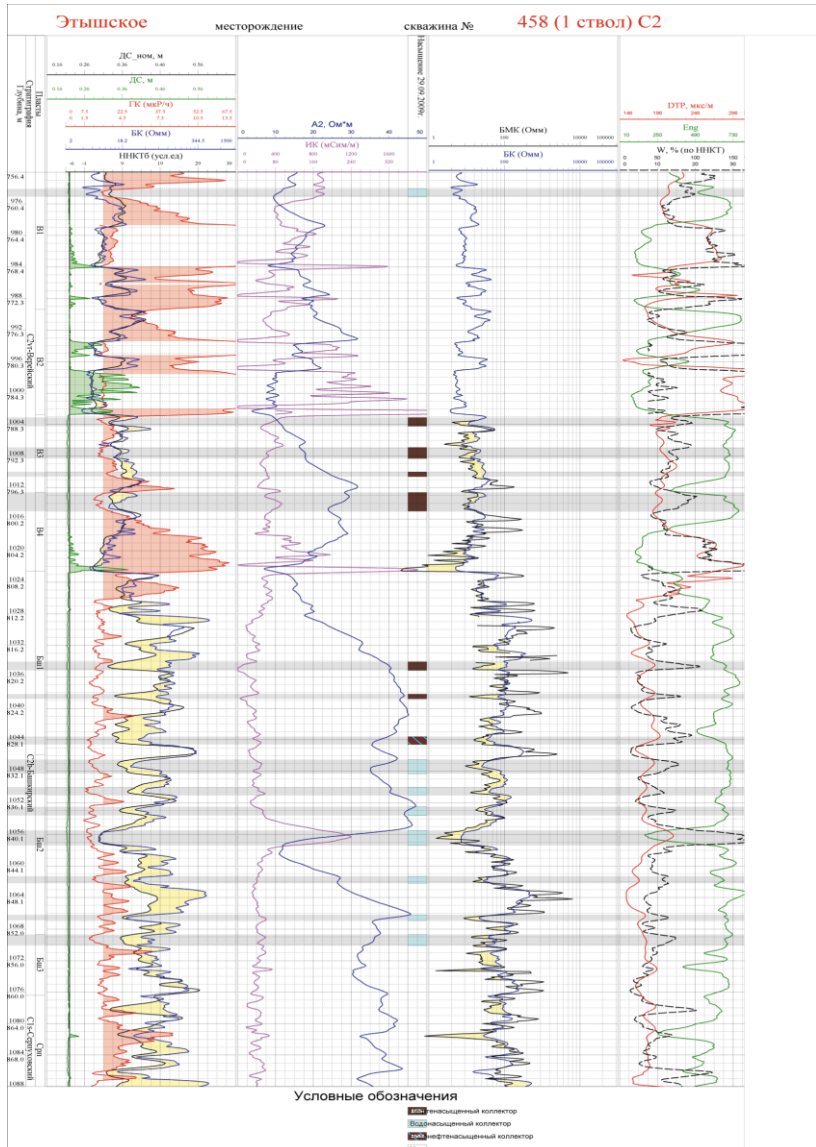


Рис. 2.15. Геофизическая характеристика коллекторов по комплексу ГИС

Плотные разности пород отмечаются минимальными значениями ГК, АК и высокими показаниями на диаграммах НК.

При обнаружении **чистых коллекторов** наблюдается следующее: наибольшие отклонения кривой ПС от линии глин, минимальная активность по кривой ГК и НК, образование глинистой корки и сужение диаметра скважины на кавернограмме. Для водонасыщенных пород характерны по БК низкие значения сопротивления – менее 10 Ом·м, повышенные и высокие значения сопротивления – более 10 Ом·м для нефтенасыщенных пластов. В коллекторах есть приращение МПЗ над МГЗ, если неколекторы, то зонды сходятся.

Кроме качественных признаков учитываются и количественные критерии – предельные значения фильтрационно-емкостных параметров по данным лабораторных исследований керна, в основе которых лежат различные зависимости между петрофизическими свойствами пород и данными ГИС.

При компьютерной обработке данных ГИС используется интегрированная система обработки ПРАЙМ. Система ПРАЙМ является автоматизированным инструментом для сбора, визуализации, обработки и хранения геолого-геофизических данных в нефтегазовой отрасли. Этапы количественной интерпретации данных ГИС показаны на рис. 2.16.

Результаты интерпретации каротажных диаграмм приведены на рис. 2.17, где по комплексу ГИС проведено выделение пластов-коллекторов и определен характер их насыщения.

2.8. Индивидуальная и комплексная интерпретация. Понятие комплекса методов ГИС. Сводная интерпретация данных ГИС

Общие принципы выделения пластов и определения их литологии и характера насыщения

Совместная обработка данных ГИС и материалов, полученных при литологическом и палеонтологическом изучении образцов горных пород, является основой для характеристики каждого из пластов в разрезе изучаемой скважины, его физических свойств, мощности, границ с соседними слоями. Для этого производят увязку геофизических характеристик, полученных в результате интерпретации данных ГИС, с петрофизическими характеристиками, выявленными путем изучения образцов пород, полученных при бурении скважин с определенных глубин в виде керна или шлама.

При интерпретации данных **ГГК, НК, АК** необходимо учитывать, что показания каждого метода определяют различные факторы.



Рис. 2.16. Структурная схема обработки данных ГИС

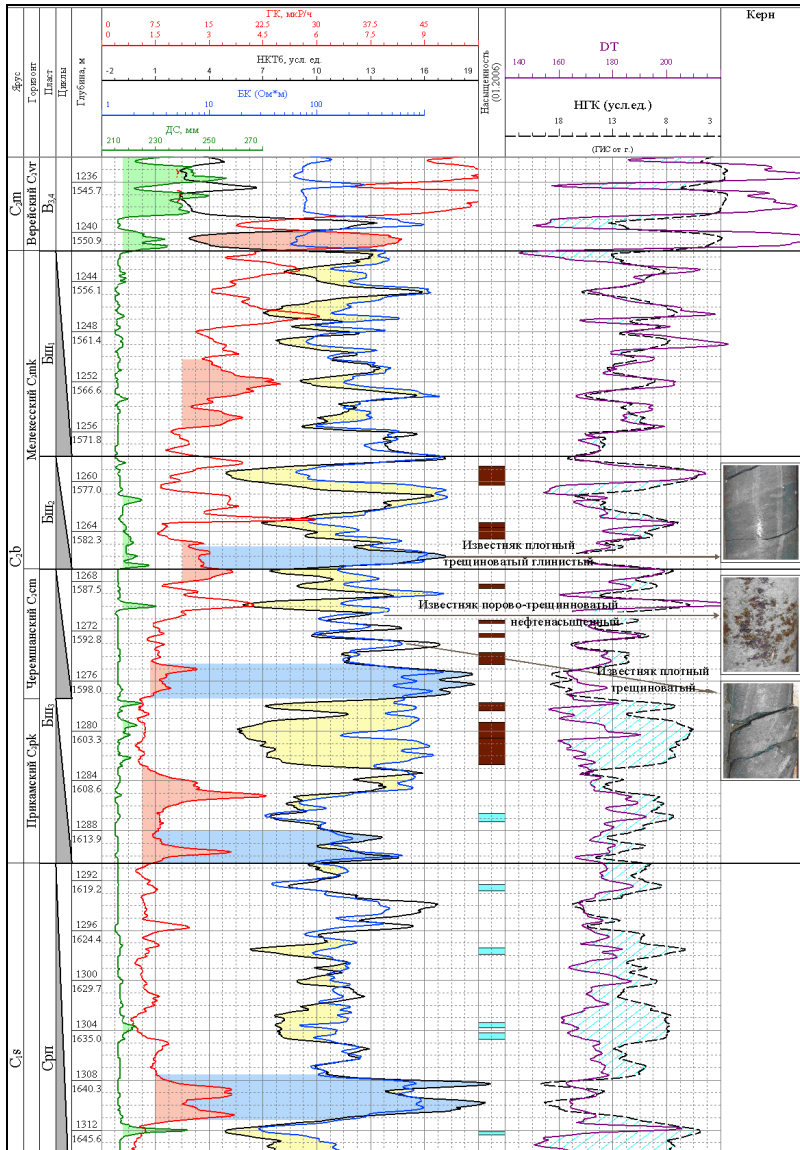


Рис. 2.17. Определение насыщенности и литологии пород по комплексу НК–БК–АК

Показания *ГГК* определяются электронной плотностью среды, пропорциональной для большинства горных пород их объемной плотности. Значения *НК* зависят от водородосодержания среды и пропорциональны общей пористости породы. Параметры *АК* определяются упругими свойствами среды, зависящими в основном от типа породы, структуры порового пространства, глубины залегания.

Карбонатная толща осадков пермской, каменноугольной и девонской систем (Р, С, Д) по минеральному составу представлена известняками и доломитами с содержанием гипса, ангидрита и глинистого материала. В случае оценки k_n без учета наличия примесей в породе возникают существенные погрешности. Так, глинистость пород приводит к завышению определяемых значений пористости по всем методам. Особенно сильно она влияет на результаты НК и АК и в значительно меньшей степени на ГГК.

Сульфатизация пород проявляется в виде включений гипса и ангидрита.

Загипсованность разреза менее всего сказывается на результатах ГГК, АК. Большое влияние гипса на НК связано с наличием химически связанной воды. По содержанию воды они эквивалентны известнякам с $k_n = 50\%$.

Ангидритизация пород на показаниях всех методов сказывается незначительно. В пластах с одинаковой пористостью, но различной литологией (известняк, доломит, песчаник) за счет различной минералогической плотности, скорости и нейтронных свойств, показания ГГК, АК и НК отличаются.

Абсолютная погрешность в определении k_n по указанным методам между известняками и доломитами составляет для НК – 0–6 %, для ГГК – до 10 %, а для АК – до 3 %.

Таким образом, применение отдельных методов в разрезах с неизвестной или изменчивой литологией малоэффективно и может привести к существенным ошибкам при оценке пористости пород. Поэтому для уменьшения или учета влияния рассмотренных факторов целесообразно проводить комплексирование методов.

Для определения пористости и литологии пластов по данным НК, АК, ГГК используются палетки, построенные по петрофизическим зависимостям.

Распознавание литологического типа и определение вероятной величины k_n проводится путем сравнения параметров, полученных по всем комплексам с учетом вероятного влияния всех факторов на показания данного комплекса.

Оценка характера насыщения пород

Оценка характера насыщения выделенных коллекторов проводится по коэффициенту нефтенасыщенности k_n . Программа предназначена для расчета непрерывных кривых **коэффициента нефтенасыщенности** k_n , **параметра насыщения** P_n и **нефтенасыщенной пористости** в непрерывном варианте – $k_n \cdot k_n$ по формуле Арчи – Дахнова.

Задаются граничные значения k_n для нефти (газа) – a_1 , нефти (газа) с водой – a_2 и воды – a_3 , предполагаемый характер нефте- или газонасыщения и интервал определения характера насыщения.

При $k_n > a_1$ пласту присваивается индекс насыщения «нефть (газ)», при $a_2 < k_n < a_1$ – «нефть (газ) с водой», при $a_3 < k_n < a_2$ – «вода с нефтью (газом)», при $k_n < a_3$ – «вода».

На качественном уровне для оценки насыщенности можно использовать метод нормализации НК–БК (рис. 2.17).

Источником информации о содержании нефти и газа в породах служит электрическое сопротивление пород. Эффект нефти на кривых сопротивлений по данной методике выявляется путем учета влияния количества воды (пористости) по данным метода сопротивлений и одного из методов пористости (НК, АК, ГГК).

Для учета количества воды кривые сопротивления и общей пористости приводятся в эквивалентном по пористости масштабе. Трансформированные кривые совмещаются в водонасыщенных и плотных интервалах и сравниваются.

Литологическое расчленение разрезов

Программа предназначена для литологического расчленения разреза скважины на пласты, удовлетворяющие условиям в форме логических функций.

Логические функции определяются заранее путем формализации существующих критериев интерпретации и правил выделения объектов.

Согласно петрофизической классификации пород, к чистым породам относятся таковые, у которых примесь другого компонента составляет не более 5 %. Учитывая погрешности определения петрофизических характеристик по данным ГИС, эту границу принимают за 10 %. Для выделения переходных разностей используют границы 50 и 75 %.

Для выделения доломитизированных карбонатов можно использовать методику нормализации НК–АК.

Если трансформированные кривые совмещать в известняках, то в доломитах и доломитизированных известняках будет наблюдаться приращение кривой НК над кривой АК, в ангидритах и песчанистых разностях – АК над НК (рис. 2.17).

***Критические значения для выделения коллекторов
в продуктивных разрезах Пермского Прикамья***

В карбонатных отложениях *среднего и нижнего карбона* (московском, башкирском и серпуховском ярусах и тульском горизонте и турнейском ярусе):

$$k_{\text{п}} \geq 0,08;$$

$$k_{\text{гп}} \leq 0,1;$$

$$\text{ДС} / d < 0,05;$$

в *визейском* терригенном ярусе:

$$k_{\text{п}} \geq 0,08;$$

$$k_{\text{гп}} \leq 0,15;$$

$$\text{ДС} / d < 0,05;$$

в *фаменском* карбонатном ярусе:

$$k_{\text{п}} \geq 0,07;$$

$$k_{\text{гп}} \leq 0,05;$$

$$\text{ДС} / d < 0,05;$$

Критические значения для определения характера насыщения

$$k_{\text{н}} > 0,56 \text{ – нефтенасыщенный};$$

$$0,56 > k_{\text{н}} > 0,48 \text{ – нефть с водой};$$

$$0,48 > k_{\text{н}} > 0,3 \text{ – вода с нефтью};$$

$$k_{\text{н}} < 0,3 \text{ – водонасыщенный}.$$

Таким образом, эффективность геофизических исследований скважин зависит от разработок в области теории методов, петрофизических исследований, аппаратуры и методик интерпретации. Методика обработки геофизической информации должна учитывать, с одной стороны, особенности изучаемого геологического объекта, с другой – специфику измерений геофизического параметра. Поэтому большой практический интерес приобретают разработки систем автоматизированной интерпретации геолого-геофизических данных, использующих по возможности всю имеющуюся в распоряжении геофизика информацию и по эффективности обработки превосходящих «ручные» способы.

2.9. Применение данных каротажа при поисках, разведке и разработке месторождений жидких и твердых полезных ископаемых

Геофизические исследования скважин позволяют производить геологическое документирование разрезов при бескерновом бурении и дают сведения о литологии пород, наличии тех или иных полезных ископаемых, мощности отдельных пластов, коллекторских, фильтрационных свойствах, пористости окружающих пород и т.п. На диаграммах, полученных разными методами, выделяются аномалии с максимальными и минимальными значениями тех или иных параметров.

По ним оценивается местоположение пластов с разными физическими свойствами и далее проводятся выделение и корреляция одинаковых по виду пластов на соседних скважинах и строятся геолого-геофизические разрезы, которые служат эталоном для интерпретации всех материалов каротажа в данном районе.

При интерпретации данных ГИС *рудных скважин* по интенсивности аномалий, выявленных несколькими методами, например ПС, КС, ВП, устанавливаются многомерные корреляционные статистические геолого-геофизические связи. Полученные по данным ряда методов ГИС уравнения регрессии могут служить для оценки процентного состава рудных минералов в рудоносных породах.

В угольных скважинах по набору аномалий методов ГИС, например ПС, КС, ВП, ГК, не только определяется мощность угольных пластов, но и оцениваются их зольность и качество углей.

Количественными параметрами ГИС *в инженерно-геологических и гидрогеологических скважинах* являются крепость, плотность, пористость пород (в сейсмических и ядерных методах), коэффициенты водонасыщенности и фильтрации подземных вод (в электрических и ядерных методах), а также их минерализация (по данным резистивиметрии).

2.10. Методы контроля разработки месторождений

Основные методы, используемые при контроле разработки:

- методы состава (влагометрия (ВЛ), резистивиметрия (РИ));
- методы расхода (расходомерия механическая, термокондуктивная (СТИ));
- методы привязки (локатор муфт (ЛМ), гамма-каротаж (ГК)).
- барометрия (БМ);
- термометрия (ВТ).

Для исследования скважин используется многоканальная цифровая аппаратура «Сова-3» (рис. 2.18).

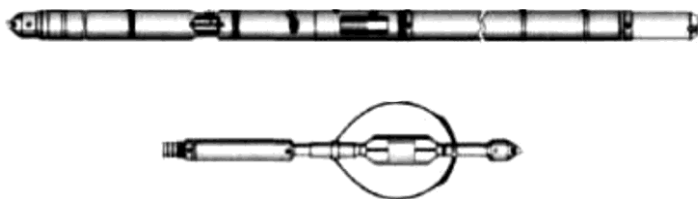


Рис. 2.18. Схема прибора «Сова-3»

Для измерения *температуры* применяют термометры сопротивления, спускаемые на геофизическом кабеле. Существуют термометры двух типов: высокочувствительные и с обычной чувствительностью до $0,3^\circ$. Действие основано на изменении сопротивления металлического проводника с изменением температуры.

Термометр сопротивления комплексируют с приборами остальных методов ГИС. Он является частью технологического блока в сборках модулей.

Использование *термометрии* для решения различных промышленно-геофизических задач основано на регистрации стационарных и нестационарных температурных полей.

Методика проведения и интерпретации скважинной термометрии зависит от типа исследуемых полей. **Стационарные** температурные поля реализуются в простаивающих длительное время скважинах. **Нестационарные** температурные поля наблюдаются в процессе восстановления теплового поля, нарушенного бурением, цементированием, промывкой, перфорацией и другими технологическими процессами.

Стационарное тепловое поле обусловлено тепловым потоком из недр Земли, при этом тепловой поток испытывает региональные вариации в зависимости от литологического состава пород и активности тектонических процессов в регионе (рис. 2.19). Наличие пластов с выделением или поглощением тепла приводит к изменениям теплового потока.

В пределах нефтяного месторождения величина теплового потока меняется слабо и принимается обычно постоянной.

Наличие теплового потока из недр Земли приводит к росту температуры с глубиной. Наклон температурной кривой к оси глубин меняется от пласта к пласту с различными теплофизическими свойствами.

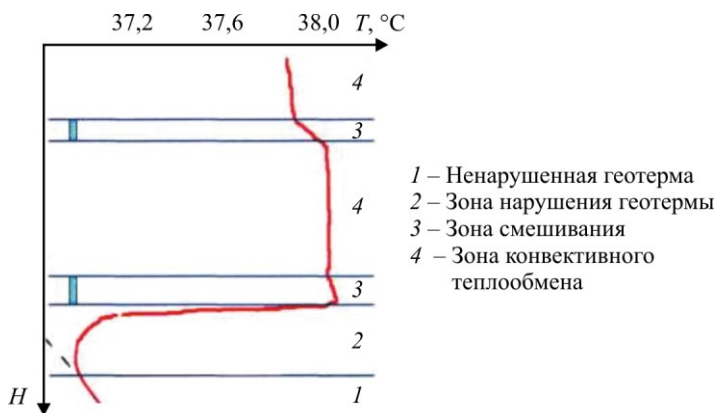


Рис. 2.19. Основные зоны изменения температуры

Тепловые потоки, наблюдаемые у земной поверхности, – это суммарное проявление многих источников тепловой энергии, основные из них распад радиоактивных элементов и солнечная радиация, а также энергия, освобождающаяся при различных физико-химических процессах. В термическом режиме поверхностных слоев основную роль играет солнечная радиация, а тепловое состояние глубинных слоев земной коры определяется главным образом теплом радиоактивных превращений.

Интенсивность нарастания температуры с глубиной определяется *геотермическим градиентом*, который представляет собой изменение температуры на 100 м глубины, или *геотермической ступенью* – разностью глубин, соответствующей изменению температуры на 1°C . Геотермический градиент пропорционален тепловому сопротивлению горных пород, отражающему их литологические особенности, он понижается с увеличением плотности породы (известняки) и повышается при замещении в поровом пространстве воды нефтью. Для различных районов он изменяется в широких пределах (от $1,1^\circ\text{C}$ в Пермском Прикамье до $8,3^\circ\text{C}$ в Восточном Предкавказье). На месторождении в строгом смысле стационарных полей нет (так как идет разработка), т.е. речь идет о квазистационарных полях.

Местные тепловые поля могут возникать в скважинах по многим причинам. Тепловые поля в нефтегазоносных пластах образуются при вскрытии и разработке пластов. Термограмма для каждой скважины уникальна, но всегда можно выделить отдельные зоны, где распределение температуры закономерно (четыре зоны, рис. 2.19).

Первая зона – зумпф – в остановленной скважине есть участок ненарушенной геотермы.

Вторая зона – переходная. Распределение температуры в этой зоне обусловлено теплоотдачей от работающего пласта в подстилающие породы. Важно, на какое расстояние от интервала перфорации распространяется эта зона. Для малых времен эксплуатации она зависит от времени и теплопроводности пород и не распространяется далее 1 м. Для самой длительно работающей скважины она должна быть не более 10 м, если больше, то это заколонный переток. В нагнетательных скважинах при закачке холодной воды эта зона может быть очень большой, в зависимости от объема и длительности закачки.

Третья зона – зона притока, где происходит смешивание потока жидкости в стволе скважины с поступающей жидкостью из пласта.

Четвертая зона – зона конвективного обмена, где жидкость, двигаясь вверх, охлаждается за счет отдачи тепла в горные породы (если их температура меньше).

По геотерме в зумпфе можно восстановить условную геотерму по скважине, продолжив ее вверх и сопоставив с текущей по разрезу, а также можно выделить аномалии от работающих пластов.

Температурные аномалии в работающей скважине обусловлены тремя основными причинами: дросселированием, калориметрией и адиабатическим процессом.

Дроссельная аномалия в стационарном случае от дебита не зависит, она обусловлена дросселированием жидкости и газа в пласте за счет падения давления и нагрева жидкости при прохождении сужений. При этом нефть разогревается больше, вода меньше, газы охлаждаются. Величина изменения температуры зависит от коэффициента Джоуля – Томсона (который зависит от состава флюида) и депрессии на пласт (рис. 2.20).

Если подвижность в интервале притока нефти меньше, чем подвижность воды, то в начальный момент за счет большего удельного дебита воды температура воды будет больше, чем нефти. Затем по мере увеличения дебита нефти температура против нефтеносного пласта возрастет (инверсия). При поступлении газа с жидкостью изменение температуры может быть больше, меньше и нулевое, в зависимости от количества газа.

При освоении скважины ниже давления насыщения ($P_{\text{нас}}$) выделение газа сопровождается поглощением тепла и приводит к дополнительному охлаждению смеси.

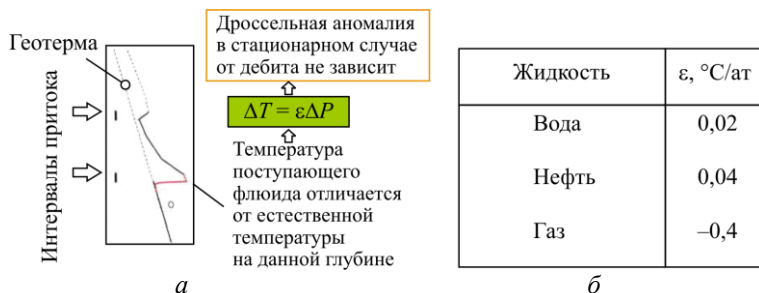


Рис. 2.20. Характеристика дроссельной аномалии: а – дроссельная аномалия; б – значения коэффициента ϵ для оценочных расчетов

Геофизические исследования в процессе определения работающих перфорированных пластов и оценки их гидродинамических параметров, установления источников обводнения проводятся с помощью **свабирования, компрессирования и эжекторных** устройств с вызовом притока из пласта.

Технология и выбор методов исследований могут изменяться на скважине в зависимости от конкретных условий и от результатов предварительной интерпретации первых получаемых материалов ГИС.

При вызове притока способом **свабирования** осуществляется равномерное циклическое снижение давления, что способствует однородному дренированию и очистке прискважинной части пласта. Способ применяется также для интенсификации притока и регулирования давления для проверки герметичности колонны и проведения перфорационных работ.

При свабировании сваб спускается на канате в НКТ. **Сваб** представляет собой трубу малого диаметра (25,0–37,5 мм) с клапаном, в нижней части открывающимся вверх. Периодическим спуском и подъемом сваба постепенно достигается необходимое для вызова притока продукции гидростатическое давление на забое. При этом полностью исключается возможность проникновения промывочных жидкостей в продуктивные пласты. Изменение уровня жидкости после каждого цикла свабирования характеризует состояние призабойной зоны пласта (ПЗП).

При освоении скважины задача считается выполненной, если происходят стабилизация динамического уровня откачиваемого флюида, опережающий подъем флюида, фонтанирование скважины.

На рис. 2.21 представлен стандартный комплекс ГИС при освоении скважины свабированием. Интервалы притока выделяются по данным термометрии (ВТ) и скважинным термодобитомером (СТД). Датчи-

ки состава (влагомер (ВЛ) и резистивметр (РИ)) показывают состав жидкости в скважине. Также интервалы притока и дебит скважины определяются по данным механической расходомеррии (РГД). Данные барометрии (БМ) позволяют контролировать изменение забойного давления в скважине.

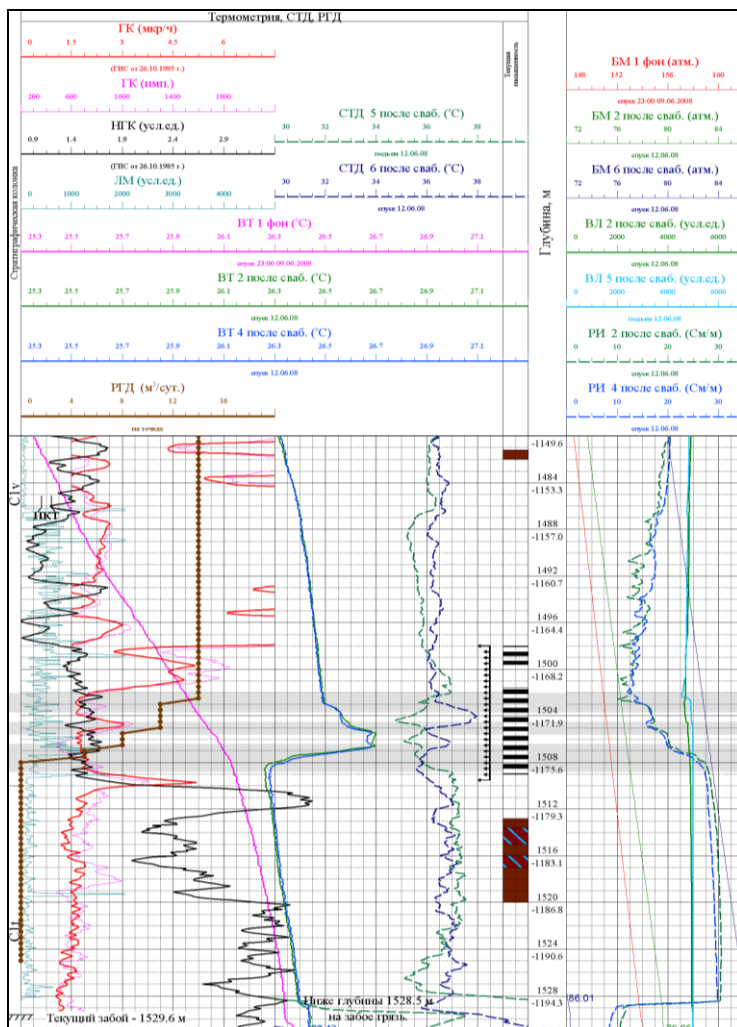


Рис. 2.21. Определение профиля притока при освоении скважины свабированием

Эффективность *компрессорного освоения скважин* обеспечивается созданием депрессии на пласт путем снижения гидростатического давления за счет замещения столба жидкости в скважине газовой инертной смесью.

В скважину, в которой предполагают проводить исследования при компрессировании, опускают насосно-компрессорные трубы, оборудованные пусковыми клапанами и в нижней части воронкой. Соединяют компрессор с межтрубным пространством и, закачивая воздух, создают условия для возникновения притока жидкости из пласта. После кратковременного отбора жидкости компрессор отключают. Геофизические исследования при этом проводят через насосно-компрессорные трубы.

Таким образом, при компрессорном освоении и опробовании в скважине наблюдается сочетание кратковременного пуска и последующей остановки, что приводит к возникновению сложных переходных процессов – происходит практически постоянное изменение забойного давления с изменением скорости и направления потоков жидкости.

Использование *эжекторных устройств и технологий* в исследовании скважин при их капитальном ремонте, а также скважин, выходящих из разведочного и эксплуатационного бурения, является наиболее информативным по сравнению с другими методами вызова притока (компрессированием и свабированием). С уменьшением пластовых давлений, увеличением доли тяжелой нефти в общем балансе добычи, усложнением условий разведочного бурения применение традиционных методов вызова притока становится все более проблематичным, а в некоторых случаях невозможным. В этих условиях эжекторные технологии с их возможностями вызова притока при аномально низких пластовых давлениях, откачки вязкой нефти, регулируемой депрессии в широких пределах уже не кажутся слишком дорогими, а в некоторых случаях являются единственно возможными способами решения конкретных задач.

Отбор жидкости при заданных значениях депрессии может длиться неограниченное время. Технология УГИС позволяет исследовать работающий пласт приборами на кабеле. Исследование работающего пласта проводится с использованием герметизирующего узла, подвижно устанавливаемого на кабеле над кабельной головкой. При спуске прибора в исследуемый интервал герметизирующий узел доставляется в корпус УЭГИС. Исследования проводят при работающем эжекторном насосе. Герметизирующий узел не препятствует перемещению прибора в подпакерном интервале и удерживается в

корпусе разностью давлений, возникающей при работе эжекторного насоса.

Технология имеет следующие преимущества перед традиционными:

- исследования могут проводиться при разных значениях забойного давления;
- требуемое забойное давление поддерживается на протяжении всего времени исследований;
- быстрый вывод скважины на заданный режим (требуемое забойное давление устанавливается в течение нескольких минут).

В процессе освоения скважин с помощью эжекторной технологии по материалам ГИС можно определить интервалы притока, дебит скважины и состав притекающего флюида. Для решения этих задач используется стандартный комплекс ГИС: термометрия, термодобитометрия, влагометрия, резистивиметрия, барометрия, механическая расходометрия.

Анализ сравнения эффективности технологий свабирования, компрессирования и эжекторных технологий показал, что свабирование эффективно при освоении малодобитных скважин. Для геофизических и гидродинамических исследований основной результат свабирования – снижение уровня жидкости в стволе скважины и создание депрессии на пласт. С этой точки зрения свабирование дает тот же результат, что и компрессирование. Отличие свабирования от компрессирования – в отсутствии репрессии на пласт и, как следствие этого, в отсутствии оттока части жидкости из ствола скважины в исследуемые пласты.

При освоении скважины свабированием депрессия на пласт создается дискретно и не мгновенно, т.к. требуется некоторое время на спуск и подъем сваба. По мере снижения забойного давления начинается приток пластового флюида в ствол скважины. Проводить геофизические исследования в интервале продуктивных пластов с использованием дистанционных приборов в этот период невозможно.

При компрессорном освоении испытываемый пласт на начальном этапе снижения уровня подвергается действию избыточного давления (до срабатывания пусковых муфт). При этом происходит поглощение пластом скважинной жидкости, что приводит к увеличению времени освоения и загрязнению призабойной зоны пласта.

Полный комплекс ГИС проводится до прорыва газа в пусковую муфту, после срабатывания пусковой муфты и после стравливания. В результате чего возможно снятие профиля приемистости (до срабаты-

вания пусковой муфты) и притока (после срабатывания пусковой муфты).

Устройства УЭГИС позволяют объединить освоение, интенсификацию и исследование скважин в непрерывный технологический процесс, выполняемый одним спуском инструмента.

Таким образом, каждый из рассматриваемых методов освоения скважин имеет свои особенности. Оптимальный выбор метода зависит от конкретных геолого-технических условий и объемов работ.

2.11. Использование методов ГИС при региональных работах

Целью региональной геофизики является решение задач структурно- геологического картирования съемок суши и акваторий. В результате в комплексе с геологическим картированием определяются литолого-петрографический состав и структурно-тектоническое строение осадочных горных пород, подстилающего их кристаллического фундамента и земной коры, т.е. объемное строение недр изучается до глубины в несколько первых десятков километров с построением глубинных разрезов и карт–срезов по опорным геолого-геофизическим горизонтам на разной глубине.

Данные геофизики используются для составления геологических, тектонических карт, которые необходимы для выявления месторождений нефти, газа, твердых полезных ископаемых, благоприятных для промышленного освоения.

Методы региональной геофизики подразделяются на глубинные, региональные структурные (среднемасштабные) и картировочно-поисковые (крупномасштабные) исследования. Комплексные геофизические исследования, включающие опорное бурение глубоких скважин, дает много новой информации. Так, Кольская сверхглубокая скважина (глубина 12.5 км) и геофизические исследования в ней с помощью уникальной отечественной аппаратуры существенно изменили представление о строении района, предсказываемого ранее по данным полевых геофизических работ. Обнаружена крутая слоистость земной коры, наклонное залегание границ с разными степенями метаморфизма, дана новая трактовка сейсмических границ, которые в большей степени связаны деформационно-метаморфическими процессами и меньше зависят от литологии.

Контрольные вопросы

1. Классификация методов ГИС.
2. Почему УЭС пласта-коллектора изменяется в радиальном направлении по мере удаления от оси скважины?
3. Характеристика зонда по его символу A2M0.5N.
4. В чем заключается сущность БКЗ?
5. В каких случаях наблюдается повышающее и в каких понижающее проникновение в пласте-коллекторе?
6. В чем заключается основной недостаток БКЗ?
7. Для чего нужны методы БК и МБК?
8. Область применения ИК.
9. Область применения ПС.
10. В чем заключается сущность гамма-каротажа?
11. Назовите основные естественные радиоактивные элементы.
12. Как определить по ГК содержание радиоактивных элементов (глинистости)?
13. Назовите три основных вида взаимодействия гамма-излучения с веществом.
14. Как устроен прибор ГТК и какие задачи им решаются?
15. Почему результаты методов НК зависят от водородосодержания породы?
16. Какова глубинность нейтронных методов каротажа?
17. В чем заключается преимущество каротажа с импульсным источником перед каротажем со стационарным источником нейтронов?
18. Какие факторы определяют среднее время жизни тепловых нейтронов?
19. При каком характере насыщения пор пластов-коллекторов (нефтяном, водном или газовом) среднее время жизни тепловых нейтронов минимально (максимально)?
20. Как проявляется положение ВНК при ИННК в обсаженных скважинах?
21. Перечислите, какие технические и геологические задачи могут быть решены с помощью скважинной термометрии?
22. Какие параметры измеряются в акустическом каротаже?
23. Как устроен зонд акустического каротажа?
24. Что такое база зонда?
25. Как связана скорость (время) упругих волн с пористостью?
26. От каких параметров пласта зависит амплитуда акустических волн?
27. В чем заключается механический каротаж?

28. Какие породы отличаются максимальной и какие минимальной продолжительностью бурения?

29. В чем заключаются преимущества механического каротажа перед другими видами каротажа?

30. Каков состав углеводородных газов на нефтяных и газовых месторождениях?

31. Поясните схему газоздушных линий газокаротажной станции.

32. Каким образом изучают покомпонентный состав углеводородных газов?

33. В чем заключается люминесцентно-битуминологический анализ?

34. Что такое истинная и действующая глубина скважины при газовом каротаже?

35. Для чего нужно знать диаметр скважины?

36. На каких породах фактический диаметр больше (меньше или равен) номинального?

37. Для чего нужна профилометрия скважин?

38. Какие задачи решаются с помощью инклинометрии?

39. Дайте определение зенитному и азимутальному углу скважины.

40. В чем заключаются недостатки скважинного электроинклинометра с магнитной стрелкой?

41. В чем заключается разница между гироскопическим инклинометром и гирокомпасом?

42. Какие задачи решаются с помощью пластовых наклономеров?

43. Каким образом определяются угол и азимут падения пластов, пересеченных скважиной?

44. Перечислите вопросы, которые решаются при оперативной и при сводной интерпретации данных каротажа.

45. Почему ГИС на месторождениях нефти и газа придается большое значение?

46. Перечислите основные задачи, решаемые с помощью ГИС на месторождениях?

47. Какие породы входят в состав песчано-глинистого разреза?

48. Какие породы входят в состав карбонатного разреза?

49. Дайте определение породы-коллектора, охарактеризуйте основные коллекторские свойства.

50. Укажите признаки коллекторов на диаграммах различных каротажных методов.

51. Перечислите, по данным каких методов каротажа можно определить коэффициент пористости.

52. Поясните, какие величины входят в формулу, связывающую параметр пористости с кп. 53. Дайте определение коэффициента нефтенасыщенности.

53. В каких пределах может изменяться кн (кв)?

54. От каких свойств коллектора зависит его проницаемость?

55. В каких единицах измеряется кпр?

56. С помощью каких методов ГИС можно определить положение ГВК, ГНК?

57. Как выполняют корреляцию разрезов скважин?

58. Каким требованиям должен удовлетворять пласт-репер?

59. Контроль технического состояния скважины.

60. Определение искривления скважин. Измерение диаметра и профиля скважины.

61. Определение уровня цемента в затрубном пространстве с помощью термометрии.

62. Определение качества цементометрии с помощью радиоактивных и акустических методов.

63. Геофизические методы контроля разработки нефтегазовых залежей.

64. Контроль обводнения скважин и изменения ВНК и ГНК.

65. Перфорация скважины и гидроразрыв пласта.

66. Новые технологии исследования скважин.

67. Особенности проведения ГИС в горизонтальных скважинах.

68. Метрологическая поверка геофизической аппаратуры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Основной

1. *Гершанок В.А., Гершанок Л.А., Плешков Л.Д.* Ядерно-геофизические методы: учебник / Перм. гос. нац. исслед. ун-т. – Пермь, 2020. – 284 с.
2. *Гершанок В.А., Гершанок Л.А., Плешков Л.Д.* Ядерно-геофизические методы. Лабораторные работы: учеб. пособие / Перм. гос. нац. исслед. ун-т. – Пермь, 2018. – 124 с.
3. *Губина А.И., Гуляев П.Н.* Геофизические методы исследования скважин: учеб. пособие / Перм. гос. нац. исслед. ун-т. – Пермь, 2016. – 281 с.
4. *Губина А.И., Луппов В.И., Плешков Л.Д.* Геофизические методы исследования скважин. Лабораторные работы: учеб. пособие / Перм. гос. нац. исслед. ун-т. – Пермь, 2019. – 102 с.

Дополнительный

1. *Возженников Г.С., Бельшев Ю.В.* Радиометрия и ядерная геофизика: учеб. пособие. – Тверь: Изд-во «АИС», 2002. – 418 с.
2. *Губина А.И., Костливых Л.Н., Зрячих Е.С., Шумилов А.В.* Компьютерная интерпретация данных геофизических исследований скважин: учеб. пособие / Перм. гос. нац. исслед. ун-т. – Пермь, 2016. – 218 с.
3. *Титаева Н.А.* Геохимия природных радиоактивных рядов распада. –М.:ГЕОС, 2005. – 226 с.