

**МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РФ  
САРАТОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ  
ИМ. Н.Г. ЧЕРНЫШЕВСКОГО**

**Головин К.Б., Головин Б.А., Калининкова М.В.**

**ЯДЕРНАЯ ГЕОФИЗИКА**

**УЧЕБНОЕ ПОСОБИЕ**

**Саратов - 2014**

## ВВЕДЕНИЕ

**Ядерная геофизика** изучает ядерные явления, происходящие в горных породах и на планете в целом, ядерно-физические характеристики горных пород и некоторых других природных объектов, пути и способы их использования при решении геологических задач, поисках, разведке и контроле разработки месторождений полезных ископаемых. В развитии научных исследований в области ядерных процессов и их использования в геологии можно (в некоторой мере условно) выделить несколько этапов, частично перекрывающихся во времени.

*Первый этап* (создание радиогеологии) начинается после открытия (1896 г.) явления радиоактивности А. Беккерелем. Важнейшие достижения этого этапа – установление широкой распространенности радиоактивных элементов в горных породах, водах и других природных объектах (И. Эльстер, Х. Гейгель, Р. Стретт, И. И. Боргман, А. П. Соколов и др.); осознание роли тепла, выделяемого при распаде ядер, в тепловом балансе Земли (П. Кюри, 1903 г.) и его количественная оценка (Р. Стретт, Дж. Джолли, 1905—1907 гг.); установление физических основ (П. Кюри, Э. Резерфорд, 1902 г.), практическое осуществление (Б. Болтвуд, 1904 г.) и дальнейшее развитие ядерной геохронологии, т. е. методов определения абсолютного возраста горных пород по соотношению концентраций радиоактивных элементов и их продуктов распада. Сознавая большое значение перечисленных вопросов, В. И. Вернадский в 1935 г. предложил выделить их в новый раздел геологии – радиогеологию. Он первый в России понял исключительную важность изучения природной радиоактивности для геологии, был инициатором организации (1909 г.) и руководителем радиевой экспедиции Академии наук, Радиевого института (1922 г.). В работах радиевой экспедиции по поискам месторождений радиоактивных элементов участвовали А. Е. Ферсман, К. А. Ненадкевич и др.

*Второй этап* привел к созданию ядерной геологии, включающей в себя кроме радиогеологии изучение вещества других планет, соотношений стабильных изотопов элементов (изотопная геология).

*Третий этап* (становление и развитие ядерной геофизики) начинается в 20-х годах с разработки аппаратуры и методов регистрации радиоактивных излучений в полевых условиях (Л. Н. Богоявленский, А. П. Кириков, А. Г. Граммаков, Г. В. Горшков и др.). Эти методы особенно бурно развивались в 40-х годах в связи с ростом потребностей в уране, были разработаны разнообразные методы, включая  $\gamma$ -спектроскопию и измерение  $\gamma$ -излучения с самолета, в 30-х годах был предложен метод измерений  $\gamma$ -активности в

скважинах (Г. В. Горшков, Л. М. Курбатов, В. А. Шпак, 1933 г.), начиная с конца 30-х годов – методы ядерной геофизики, основанные на облучении горных пород ядерными излучениями искусственных источников и регистрации продуктов ядерных реакции (вторичные  $\gamma$ -кванты, нейтроны) или же рассеянного излучения.

Первый из таких методов, нейтрон-нейтронный, заявлен в США в 1938 г., второй нейтронный гамма-метод исследования скважин предложен и осуществлен Бруно Понтекорво в 1941 г. К этому времени относят зарождение прикладной ядерной геофизики, когда Понтекорво опубликовал свою работу по применению источника нейтронов для исследования горных пород в скважинах. Примерно в то же время разработан нейтронный активационный анализ (Г. Хевеши, Х. Леви).

Наиболее интенсивно радиометрические методы начали развиваться с 1945 г. в связи с перспективами широкого использования урана. Были созданы новые образцы портативной полевой и лабораторной радиометрической аппаратуры и усовершенствованы методика работ, количественная и качественная интерпретация результатов. В эти годы предложены следующие методы: гамма-нейтронный метод (Б. С. Айдаркин, Г. В. Горшков, А. Г. Граммаков, 1946 г.), метод рассеянного  $\gamma$ -излучения (Ф. Холленбах, 1947 г.), рентгенорадиометрический метод (Л. Рейфел, Р. Хемфрид), метод ядерно-резонансного поглощения и рассеяния  $\gamma$ -квантов (В. Н. Гольданский, А. В. Доленко и др.), импульсный нейтронный (Г. Н. Флеров, 1956 г.).

Практическая реализация и дальнейшее совершенствование большинства этих методов осуществлялись в 50-60-х годах. В Б СССР они разрабатывались при изучении разрезов нефтяных и газовых скважин многими исследователями — Ф. А. Алексеевым, О. А. Барсуковым, Д. Ф. Беспаловым, Ю. А. Гулиным, В. Н. Дахновым, И. Г. Дядькиным, Б. Г. Ерозолимским, В. М. Запорожцем, Н. К. Кухаренко, Б. Б. Лапуком, В. В. Ларионовым, С. А. Кантором, А. Л. Поляченко, А. И. Холиным, Ю. С. Шимелевичем и др., твердых полезных ископаемых—Ф. А. Алексеевым, В. А. Арцыбашевым, А. М. Блюменцевым, Ю. П. Булашевичем, Г. С. Возжениковым, Г. М. Воскобойниковым, Д. И. Лейпунской, В. А. Мейером, А. П. Очкуром, И. И. Фельдманом, Е. М. Филипповым, А. Л. Якубовичем и др.

С 50-х годов разрабатывается комплекс радиометрических, геохимических, радиогидрогеологических и общих геофизических методов для поисков месторождений по погребенным ореолам рассеяния (глубинные поиски).

В 70-80-х годах продолжалось дальнейшее совершенствование методов и аппаратуры, разработка их новых модификаций, расширение областей применения. За рубежом в создание этих методов внесли значительный вклад Р. Алгер, Л. Аллен, Д. Камерон, Р. Колдуэлл, Д. Роде, Ч. Титл, Я. Чубек, А. Юманс и др. В результате этих

исследований разработаны методы определения плотности горных пород и содержания в них многих химических элементов как на образцах пород, так и в обнажениях, скважинах и других горных выработках. Они повышают эффективность геологоразведочных работ, сокращают сроки и стоимость геологических исследований.

Большинство методов ядерной геофизики основано на регистрации ядерных излучений, исключение составляют масс-спектрометрия и некоторые другие методы. В зависимости от происхождения регистрируемых излучений выделяют активные и пассивные методы ядерной геофизики. *Пассивными* называют методы, основанные на регистрации излучений, возникающих при различных природных процессах (излучение естественных радиоактивных элементов, содержащихся в породах, космические лучи, естественный фон нейтронов и т. п.). Наибольшее распространение среди них получили методы регистрации естественных излучений. В небольшом объеме используют методы регистрации космических излучений в горных выработках, позволяющие судить о плотности пород над этими выработками. Пассивный нейтронный метод не нашел практического применения из-за исключительно низкого естественного нейтронного фона в породах.

*Активными* называют методы, основанные на регистрации вторичных излучений, вызванных воздействием излучений внешних (искусственных) источников на горные породы, руды и т. п. Наиболее широкое применение получили методы, основанные на облучении горных пород нейтронами (нейтронные методы) и  $\gamma$ -квантами (активные  $\gamma$ -методы).

Радиометрические и ядерногеофизические методы в комплексе поисково-разведочных работ занимают ведущее место. Эти методы позволяют не только обнаруживать повышенные концентрации некоторых элементов, но и оперативно получать количественные оценки их содержания как в отобранных пробах, так и в рудах на месте залегания. Подобные возможности методов важны на всех этапах поисков и разведки, а также разработки месторождений.

Для эффективного применения различных методов и правильного геологического толкования получаемых результатов необходимо знание основ методов, методики работ и интерпретации результатов.

Целесообразность применения каждого метода вытекает из конкретных задач исследования. В газонефтяной промышленности наибольшее практическое применение в настоящее время имеют метод естественной радиоактивности, нейтронный гамма-метод, гагамм-гамма-метод, в угольной и рудной промышленности – метод рассеянного гамма-

излучения, при поисках и разведке бериллия – фотонейтронный метод, при поисках и разведке бора – методы плотности тепловых и надтепловых нейтронов и т. д.

В настоящее время методы ядерной геофизики широко применяются при поисках и разведке, для экспрессных лабораторных анализов проб горных пород, руд и продуктов их обогащения на многие элементы периодической системы Д.И. Менделеева. Чувствительность методов и точность определения многих элементов часто превосходят чувствительность и точность химического и других методов анализа этих элементов.

В последние годы в качестве управляемых источников мощного ядерного излучения используются ускорители заряженных частиц, а также реакторы-размножители нейтронов. Это позволяет расширить возможности существующих методов и создать новые. Одновременно с разработкой новых методов радиометрических и ядерно-физических исследований при поисках и разведке для защиты от вредного действия ионизирующих излучений создан комплекс мероприятий по дозиметрии, обеспечивающих безопасность при работе с радиоактивными веществами.

В заключение следует отметить не всегда однозначное употребление термина «ядерная геофизика». В ряде работ сюда относят лишь методы, использующие для облучения горных пород внешние источники излучений (активные методы), а методы регистрации естественных радиоактивных излучений выделяют в область радиометрической разведки. Иные ядерные методы и их применение в геологии причисляют к радиогеологии, или ядерной геологии. В настоящем курсе «ядерная геофизика» рассматривается как наиболее широкий термин, охватывающий все перечисленные вопросы.

## РАЗДЕЛ 1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О РАДИОАКТИВНОСТИ.

### Тема 1.1. Радиоактивность естественная и искусственная.

**Радиоактивность** – это самопроизвольный распад ядер атомов, подчиненный статистическому закону. Радиоактивными изотопами называются такие изотопы, ядра атомов которых неустойчивы и способны с течением времени самопроизвольно превращаться в ядра атомов других изотопов. Радиоактивные превращения протекают с изменением строения, состава и энергетического состояния ядра и сопровождаются испусканием или захватом заряженных частиц и электромагнитного ( $\gamma$ -) излучения.

В понятие радиоактивности входит как естественная, так и искусственная радиоактивность элементов. В первом случае под радиоактивностью понимают процесс самопроизвольного распада ядер атомов, сопровождающийся испусканием  $\alpha$ -,  $\beta$ -,  $\gamma$ -лучей и других элементарных частиц, во втором – процесс распада ядер атомов при их бомбардировке элементарными частицами (электронами, протонами, нейтронами,  $\alpha$ -частицами и т. п.).

В свете современных представлений ядерной физики понятие радиоактивности в обоих случаях определяется как свойство атомных ядер переходить из одного состояния в другое, энергетически более устойчивое.

Естественная радиоактивность впервые обнаружена на солях урана в 1896 г. французским физиком А. Беккерелем и исследована затем Пьером и Марией Кюри. Было установлено, что радиоактивный распад сопровождается испусканием  $\alpha$ -,  $\beta$ -,  $\gamma$ -лучей. Большинство естественных радиоактивных элементов образует радиоактивные семейства, где каждый радиоактивный элемент возникает из предыдущего и, в свою очередь, превращается в последующий. Процесс радиоактивных превращений продолжается до тех пор, пока не образуется устойчивый изотоп. Для некоторых естественных радиоактивных элементов ( $^{40}\text{K}$ ,  $^{87}\text{Rb}$ ,  $^{152}\text{Sm}$  и др.) распад ограничивается одним звеном превращения.

Искусственная радиоактивность открыта в 1934 г. французскими учеными Ирен и Фредериком Жолио-Кюри. Они установили, что при облучении алюминия, бора и марганца  $\alpha$ -частицами образуются радиоактивные изотопы фосфора, азота и кремния – элементов, не имеющих естественных радиоактивных изотопов. В дальнейшем при облучении стабильных элементов  $\alpha$ -частицами, протонами, дейтронами и нейтронами, были получены радиоактивные изотопы всех химических элементов, начиная от водорода и кончая ураном, причем для большинства элементов получено несколько радиоактивных изотопов.

При распаде ядер атомов естественно-радиоактивных элементов испускаются  $\alpha$ -,  $\beta$ -частицы и  $\gamma$ -кванты, причем испускание  $\gamma$ -квантов не является самостоятельным

отдельным актом, оно сопровождается  $\alpha$ - или  $\beta$ -распадом ядер некоторых изотопов. Искусственно-радиоактивные изотопы распадаются преимущественно с испусканием  $\beta$ -частиц (электронов), но среди них имеются также излучатели позитронов. Распад и деление ядер искусственно-радиоактивных изотопов могут сопровождаться испусканием  $\gamma$ -квантов.

### Тема 1.2. Ряды радиоактивных семейств

В настоящее время известны радиоактивные изотопы почти для всех элементов периодической системы Менделеева. Однако большинство радиоизотопов получено искусственным путем. К числу естественных радиоактивных элементов, генетически связанных друг с другом, относятся различные изотопы с порядковыми номерами от 81 (Tl) до 92 (U). В природе обнаружено более 50 естественных радиоактивных элементов. К ним относятся тяжелые элементы, входящие в состав радиоактивных семейств, и более легкие радиоактивные элементы, распад которых ограничивается одним звеном превращений. Эти изотопы испытывают многочисленные последовательные превращения, образуя три радиоактивных ряда, или семейства: урана – радия ( $U^{238}$ ), тория ( $Th^{232}$ ) и актиноурана AcU ( $U^{235}$ ). Кроме названных трех рядов распада обнаружен ряд нептуния. Родоначальник  $Np^{237}$  имеет относительно малый период полураспада и в природных условиях встречается в ничтожном количестве. Относительно короткоживущий родоначальник этого семейства ( $T = 2,25 \cdot 10^6$  лет) был получен искусственно при бомбардировке урана  $\alpha$ -частицами.

В строении рядов имеется много общего. Родоначальники рядов – наиболее долгоживущие изотопы, распад их приводит к образованию новых, более легких изотопов. В середине рядов имеются радиоактивные инертные газы – эманации: радон, торон и актинон. За эманациями следуют группы короткоживущих элементов, часть атомов которых испытывает  $\alpha$ -распад, а другая часть распадается с испусканием  $\beta$ -частиц. Эти элементы образуют разветвления рядов («вилки»). Конечным продуктом распада всех рядов естественно радиоактивных элементов являются изотопы свинца  $^{206}Pb$ ,  $^{207}Pb$  и  $^{208}Pb$ , которые принято обозначать также RaG, AcD и ThD).

В этих трех семействах  $\alpha$ -излучатели распределены относительно равномерно. К их числу относятся все родоначальники семейств  $U^{238}$ ,  $Th^{232}$ , AcU ( $U^{235}$ ), все газообразные продукты  $Rn^{222}$ ,  $Th(Rn^{223})$  и  $An(Rn^{219})$ , расположенные в средней части рядов, и, наконец, последние радиоактивные продукты распада семейств  $Po^{210}$  и его изотопы  $ThC'$  и  $AcC'$ . По суммарной  $\alpha$ -активности семейства урана и тория примерно одинаковы,  $\alpha$ -активность актинового ряда (в естественной смеси урана) составляет 5 % от общего  $\alpha$ -излучения уранового ряда. Энергетические спектры  $\alpha$ -частиц, испускаемых каждым семейством в целом, друг от друга существенно не отличаются.

По суммарной интенсивности  $\beta$ -излучения семейства урана и тория существенно не различаются. Внутри семейств  $\beta$ -излучатели распределены между начальными и конечными продуктами распада относительно равномерно.

Основными  $\gamma$ -излучателями семейства урана являются продукты распада эманаций радия, радона (RaB, RaC и RaC'). Важной особенностью этого семейства является то, что на долю продуктов распада урана, расположенных в цепи превращений до радия, приходится всего лишь около 2 % от общего  $\gamma$ -излучения ряда. Вследствие этого при нарушении в горных породах радиоактивного равновесия между ураном и радием в сторону недостатка последнего их  $\gamma$ -активность резко снижается, и наоборот, породы, обогащенные солями радия или радоном, даже при отсутствии в них урана являются  $\gamma$ -активными.

В природных условиях изотопы одного и того же элемента неотделимы, поэтому родоначальники урано-радиевого и актино-уранового рядов, соответственно  $U^{238}$  и  $U^{235}$ , и, следовательно, их продукты распада присутствуют совместно в радиоактивных рудах и породах. Самостоятельно элементы ряда актиноурана в природе не встречаются. Практическое значение изотопа  $U^{235}$  состоит в том, что он является одним из ядерных горючих, так как ядро его обладает свойством делиться при захвате нейтрона с выделением огромной энергии (около 200 Мэв на распад). В смеси природных изотопов на долю  $U^{235}$  приходится 0,712%.

**Одиночные радиоактивные изотопы.** Известно около 200 радиоактивных изотопов, встречающихся в природе и не входящих в состав рассмотренных выше рядов. Среди них изотопы калия  $K^{40}$ , рубидия  $Rb^{87}$ , индия  $I^{115}$ , самария  $Sm^{147}$ , лютеция  $Lu^{176}$ , рения  $Re^{187}$  и множество других. Все одиночные радиоактивные изотопы характеризуются весьма большими периодами полураспада ( $T > 10^9$  лет). За исключением самария, вольфрама и висмута, они распадаются путем К-захвата и  $\beta^-$ -распада. Распад этих изотопов – изолированный акт, т. е. после распада образуется стабильный изотоп, поэтому их называют одиночными радиоизотопами.

Концентрация одиночных радиоизотопов в природных условиях очень мала, и их присутствие не влияет на результаты радиометрических работ. Исключение составляет  $K^{40}$ , влияние  $\beta$ - и  $\gamma$ -излучения которого следует учитывать при проведении поисковых работ. В природном калии на долю  $K^{40}$  приходится 0,012%. Энергия  $\beta$ - и  $\gamma$ -излучения  $K^{40}$  соизмерима с энергией  $\beta$ - и  $\gamma$ -излучения элементов уранового ряда.

Без учета чувствительности детекторов излучения (см. ниже) урановый эквивалент калия и по  $\beta$ - и по  $\gamma$ -излучению примерно одинаков и равен  $n \cdot 10^{-4}$ , т. е. проба с содержанием калия 1% дает такое же  $\beta$ - и  $\gamma$ -излучение, как проба с содержанием равновес-

ного урана  $(1,2-2,0) \cdot 10^{-4} \%$ . Очевидно, что при измерении активности урановых руд влиянием калия можно пренебречь, но при поисковых работах в районах развития кислых пород с большим содержанием калия и кларковым содержанием элементов рядов урана – радия и тория доля  $\beta$ - и  $\gamma$ -излучения калия может быть даже большей, чем урана и тория.

Распад  $K^{40}$  используется в калий-аргоновом методе определения возраста пород. Для целей определения возраста практический интерес представляет также радиоизотоп  $Rb^{87}$ .

### Тема 1.3. Основной закон радиоактивного распада. Радиоактивное равновесие.

Радиоактивные превращения атомов носят статистический характер, т. е. радиоактивное ядро данного изотопа может претерпеть распад через очень короткий промежуток времени после образования или может оставаться неизменным в течение длительного времени. В среднем из громадного количества ядер атомов радиоактивного вещества за данный промежуток времени распадается вполне определенное число ядер атомов этого вещества. Основной закон радиоактивного распада, будучи законом статистическим, приложим лишь к большому количеству атомов данного радиоактивного вещества.

Экспериментальными исследованиями установлено, что убыль атомов любого отдельно взятого радиоактивного вещества происходит с течением времени по показательному закону: число атомов  $dN$ , распадающихся в течение некоторого малого промежутка времени  $dt$ , пропорционально имеющемуся в данный момент времени числу атомов  $N$  и длительности этого малого промежутка времени, т. е.

$$-dN = \lambda N dt \quad (1)$$

Знак минус говорит о том, что имеет место убыль в числе атомов радиоактивного вещества;  $\lambda$  – константа распада, или радиоактивная постоянная, характерная для каждого радиоизотопа; математически  $\lambda$  – вероятность того, что равная ей доля имеющихся атомов данного изотопа распадается за единицу времени, т. е. размерность  $\lambda$  – время ( $\text{сек}^{-1}$ ,  $\text{год}^{-1}$  и т. д.).

Если в начальный момент, т. е. при  $t = 0$ , имеется  $N_0$  атомов, а спустя время  $t$  осталось  $N_t$  атомов, то, интегрируя выражение (1), получим математическое выражение закона радиоактивного распада:

$$N_t = N_0 e^{-\lambda t} \quad (2)$$

Таким образом, средняя продолжительность жизни больше периода полураспада атомов радиоизотопа только в  $1 : 0,693 = 1,44$  раза. Это объясняется тем, что при определении  $t$  учитываются атомы, случайно сохраняющиеся долгое время.

Скорость радиоактивного распада характеризуется еще двумя величинами, постоянными для данного изотопа: периодом полураспада  $T$  и средней продолжительностью жизни его атомов  $\tau$ .

*Периодом полураспада  $T$*  радиоизотопа называется промежуток времени, в течение которого распадается половина начального количества атомов этого изотопа. Связь между  $\lambda$  и  $T$  установим, подставив в выражение (2)  $t = T$ , при котором  $N = N_0/2$ . Преобразовав выражение (2), получим

$$T = \ln 2 / \lambda = 0,693 / \lambda$$

Средняя продолжительность жизни атомов  $\tau$  данного радиоизотопа равна сумме времени существования всех атомов данного изотопа, деленной на число атомов, т. е. среднее время жизни

$$\tau = 1 / \lambda \text{ и } T = 0,693 \tau.$$

Постоянная распада и период полураспада являются характерными величинами каждого радиоактивного элемента и имеют для него строго определенные значения. Для различных же элементов эти параметры меняются в больших пределах.

Когда рассматривается распад не отдельно взятого радиоактивного элемента, а образующегося при этом радиоактивного продукта его распада (дочернего элемента), закон изменения содержания последнего во времени может быть найден следующим образом. Предположим, что в начальный момент времени  $t = 0$  имелось  $N_{01}$  атомов исходного элемента, а к моменту времени  $t$  осталось  $N_1$  атомов исходного и накопилось  $N_2$  атомов дочернего элементов.

Скорость накопления дочернего элемента будет определяться разностью скоростей распада исходного и дочернего элементов. Когда исходный элемент распадается медленнее, чем продукт его распада ( $\lambda_1 < \lambda_2$ ), через промежуток времени, достаточно большой по сравнению с продолжительностью жизни атомов дочернего вещества ( $t > 10T_2$ ), имеет место выражение

$$N_2 / N_1 = \lambda_1 / (\lambda_2 - \lambda_1) \quad (3)$$

Выражение (3) определяет состояние, при котором отношение количества исходного вещества и продуктов его распада стремится к некоторому постоянному значению. Такое состояние называют *подвижным равновесием*.

Если исходное вещество распадается несоизмеримо медленнее, чем продукт его распада ( $\lambda_1 \ll \lambda_2$ ), то формула (3) при условии  $t > 10T_2$  имеет вид  $N_2 / N_1 = \lambda_1 / \lambda_2$ .

Последнее выражение характеризует такое состояние, когда число распадающихся атомов исходного радиоактивного вещества равно числу распадающихся атомов продукта

его распада. Убыль дочернего вещества вследствие распада полностью компенсируется его образованием из исходного. Это состояние называется *устойчивым равновесием*.

Классическим примером устойчивого радиоактивного равновесия является равновесие между ураном ( $T=4,49 \cdot 10^9$  лет) и радием ( $T \approx 1600$  лет), которое наступает по истечении значительного промежутка времени ( $\geq 16000$  лет) и наблюдается только в хорошо сохранившихся горных породах и минералах, вынос и привнес урана или тория в которых за указанное время исключены. При радиоактивном равновесии 1 г U соответствует приблизительно  $3,4 \cdot 10^7$  г Ra. Наличие устойчивого радиоактивного равновесия в радиоактивных семействах имеет важное значение, так как позволяет судить о содержании в породах тех или иных радиоактивных элементов по результатам измерений содержания, других элементов рассматриваемого семейства.

Процессы радиоактивного распада носят статистический характер, т. е. число атомов радиоактивного элемента, распадающихся в единицу времени, не строго постоянно, а колеблется близ некоторого среднего значения.

Высокая статистическая точность измерений радиоактивности обеспечивается лишь в случае, когда число распадов в единицу времени достаточно велико или когда измерения проводятся на протяжении достаточно большого промежутка времени. Точность измерений растет также с повышением чувствительности аппаратуры.

#### Тема 1.4. Характеристика ионизирующих излучений.

Из относительно большого числа элементарных частиц, которые могут возникать в процессе естественных и искусственно вызванных ядерных превращений, в радиометрии скважин наибольший интерес представляют нейтроны, гамма-лучи,  $\alpha$ - и  $\beta$ -частицы.

**Альфа-излучение.** Это излучение представляет собой поток частиц, являющихся ядрами атомов гелия, несущих двойной положительный заряд  $9,54 \cdot 10^{-10}$  электростатических единиц. Масса покоящейся  $\alpha$ -частицы  $m_\alpha = 6,598 \cdot 10^{-2}$  г или 4 атомные единицы массы (а. е. м.), т. е. примерно в 7000 раз больше массы электрона. Скорость  $\alpha$ -частиц естественных радиоактивных элементов меняется от  $1,39 \cdot 10^9$  (Th<sup>232</sup>) до  $2,05 \cdot 10^9$  см/сек (ThC').

Кинетическая энергия  $\alpha$ -частиц без учета длиннопробежных частиц для различных радиоактивных элементов заключается в пределах 3,99 (Th) – 8,785 Мэв (ThC'). Длиннопробежные  $\alpha$ -частицы, испускаемые ядрами, находящимися в результате предыдущего акта распада в возбужденном состоянии, имеются лишь у короткоживущих RaC' и ThC' и составляют ничтожную долю в общем числе испускаемых  $\alpha$ -частиц. Спектр

энергии линейный, но для одного и того же  $\alpha$ -излучателя может наблюдаться несколько энергетических групп  $\alpha$ -частиц.

Путь  $\alpha$ -частицы в веществе прямолинеен. Длина пути, проходимого  $\alpha$ -частицей до полной потери энергии, называется пробегом.

Пробег  $\alpha$ -частиц в воздухе при нормальных условиях не превышает 10 см. Между средним пробегом  $\alpha$ -частиц в воздухе  $R$  (в см) и энергией  $E$  (в Мэв) существует соотношение, хорошо выполняющееся при  $K$ , изменяющемся от 3 до 7 см.

Величина пробега в воздухе связана со скоростью  $\alpha$ -частиц соотношением Гейгера

Пробег  $\alpha$ -частиц в веществе зависит от энергии частиц, плотности вещества и его атомной тормозной способности. Для вычисления пробега  $\alpha$ -частиц в любом веществе по известному пробегу в воздухе используется относительная тормозная способность.

При прохождении через вещество энергия  $\alpha$ -частиц расходуется преимущественно на ионизацию атомов.

Большой заряд  $\alpha$ -частиц предопределяет их исключительно высокую ионизирующую и, как следствие, очень малую проникающую способность. Пробег наиболее высокоэнергетичных  $\alpha$ -частиц, испускаемых естественно-радиоактивными элементами, в воздухе не превосходит 11,5 см, а в твердом веществе измеряется микронами. С понижением начальной энергии величина пробега уменьшается.

Из физико-химических проявлений воздействия  $\alpha$ -лучей на вещество, помимо ионизации, в радиометрии скважин наибольший интерес представляет явление люминесценции вещества, особенно интенсивно проявляющейся в сернистом цинке.

**Бета-излучение** представляет собой поток частиц, несущих единичный отрицательный (электроны) или положительный (позитроны) заряд. Бета-лучи представляют собой поток электронов и позитронов, имеющих массу  $0,9035 \cdot 10^{-27}$  г и электрический заряд  $4,77 \cdot 10^{-10}$  электростатических единиц.

При прохождении через вещество  $\beta$ -лучи взаимодействуют не только с электронными оболочками атомов, но и с их ядрами. Соответственно энергия  $\beta$ -частиц расходуется на ионизацию атомов и на их возбуждение.

Масса покоящейся  $\beta$ -частицы, равная массе электрона, составляет  $1/1850 m_n$  – массы ядра водорода. Скорость  $\beta$ -частиц меняется практически от нуля до 0,998 скорости света.

В отличие от  $\alpha$ -излучения для  $\beta$ -излучения наблюдается непрерывный спектр энергий, заключенный в пределах от нуля до максимальной энергии, характерной для данного  $\beta$ -излучателя. Максимальная энергия  $\beta$ -излучения естественных радиоактивных элементов меняется от 0,014 Мэв (RaD) до 3,2 Мэв (RaC), а максимальный пробег,

характеризующийся толщиной слоя вещества, который может пройти  $\beta$ -частица практически до полного поглощения ее энергии, меняется примерно от  $0,001 \text{ г/см}^2$  (RaD) до  $1,6 \text{ г/см}^2$  (RaC).

Проникающая способность  $\beta$ -лучей значительно больше, чем у  $\alpha$ -частиц, однако по абсолютной величине она не превышает 8-9 мм в горных породах.

**Гамма-излучение.** Гамма-лучи представляют собой высокочастотное электромагнитное излучение, имеющее ту же природу, что и радиоволны, свет, рентгеновское излучение и отличающееся от них лишь более высокой частотой  $\nu > 2,42 \cdot 10^{18} \text{ сек}^{-1}$ . Скорость распространения  $\gamma$ -лучей постоянна и равна скорости света  $c = 300\,000 \text{ м/сек}$ , а их энергия определяется частотой:

$$E\gamma = h\nu,$$

где  $h$  – постоянная Планка, равная  $6,62 \cdot 10^{-27} \text{ эрг} \cdot \text{сек}$ .

Возникновение  $\gamma$ -квантов связано с процессами дискретного перехода ядер из одного энергетического состояния в другое, более низкое, и поэтому все  $\gamma$ -излучатели, как природные, так и искусственные, характеризуются линейчатым энергетическим спектром.

По сравнению с  $\alpha$ - и  $\beta$ -лучами  $\gamma$ -излучение характеризуется несоизмеримо большей проникающей способностью, достигающей в твердом веществе горных пород нескольких десятков сантиметров.

Взаимодействие  $\gamma$ -лучей с веществом протекает сложнее, чем для  $\alpha$ - и  $\beta$ -излучения. В настоящее время насчитывается более десяти разновидностей процессов этого взаимодействия, однако для  $\gamma$ -квантов, энергия которых не превышает  $10 \text{ Мэв}$ , основными являются три: фотоэлектрическое поглощение (фотоэффект), комптоновское рассеяние (комптоновский эффект) и образование электрон-позитронных пар (эффект образования пар).

### **Тема 1.5. Виды взаимодействия $\alpha$ -, $\beta$ -, $\gamma$ -излучений и нейтронов с веществом.**

#### **Взаимодействие $\alpha$ - и $\beta$ - излучений с веществом**

Спектр энергий  $\alpha$ -частиц радиоактивного изотопа состоит из одной или нескольких линий. Будучи электрически заряженной,  $\alpha$ -частица испытывает электрическое взаимодействие с электронами вещества. При этом часть энергии  $\alpha$ -частицы передается электрону, вызывая возбуждение или ионизацию атома. После некоторого числа взаимодействий энергия частицы уменьшается практически до нуля и происходит ее нейтрализация путем присоединения электронов.

Удельная потеря энергии на единицу пути приблизительно пропорциональна концентрации электронов в веществе и квадрату заряда частицы, обратно пропорциональна квадрату скорости частицы

Поскольку масса  $\alpha$ -частицы примерно в 7300 раз больше массы электрона, направление ее движения при соударении с электронами практически не меняется. Вследствие прямолинейности траектории и большого числа актов столкновения, необходимых для замедления, моноэнергетические  $\alpha$ -частицы имеют почти одинаковый *линейный пробег*  $R$  в веществе. Небольшой разброс в пробегах обусловлен вероятностным характером взаимодействия (колебанием числа актов ионизации и длин пробега между соударениями).

Линейный пробег  $\alpha$ -частицы в области энергии 4-9 МэВ, характерной для естественных радиоактивных элементов, пропорционален кубу начальной скорости.

Кроме линейного пробега вводят также *массовый пробег*, измеряемый в граммах на квадратный сантиметр (килограммах на квадратный метр) и характеризующий массу вещества, заключенного в цилиндре высотой, равной длине пробега, и с единичной площадью основания.

Пробег  $\alpha$ -частицы в воздухе составляет несколько сантиметров, а в твердых телах примерно толщину папиросной бумаги.

$\beta$ -частицы представляют собой быстрые электроны или позитроны. Спектр  $\beta$ -частиц сплошной, их энергия непрерывно меняется от нуля до максимальной, равной энергии  $\beta$ -распада и составляющей для различных изотопов величину до нескольких МэВ.

При прохождении через вещество энергия  $\beta$ -частицы расходуется в основном на ионизацию и возбуждение атомов. Однако для быстрых электронов и позитронов существенны также так называемые радиационные потери, связанные с испусканием  $\gamma$ -квантов (тормозного излучения) из-за торможения  $\beta$ -частиц при их прохождении вблизи ядра. Для основных пороодообразующих элементов ( $Z = 8-20$ ) при значениях энергии  $\beta$ -частицы, характерных для естественных радиоактивных элементов, основное значение имеют ионизационные потери.

Поскольку заряд  $\beta$ -частиц меньше, а их скорость (при равных значениях энергии) значительно больше, чем у  $\alpha$ -частиц, линейные потери энергии для  $\beta$ -частиц при равной энергии примерно в  $10^2$  раз меньше, а пробег между соударениями соответственно больше, чем для  $\alpha$ -частиц. Из-за малой массы электронов они при соударении сильно отклоняются от первоначального направления, и их траектория представляет ломаную линию. Поэтому полный максимальный пробег частицы по прямой (так называемый эффективный пробег) гораздо меньше, чем длина траектории по ломаной линии.

Ослабление  $\beta$ -частиц радиоактивных веществ со сплошным спектром происходит вначале очень быстро (за счет поглощения медленных частиц), а потом гораздо медленнее.

### Взаимодействие $\gamma$ -излучения с веществом

Переход возбужденного ядра – продукта радиоактивного распада – в основное состояние может происходить в один или несколько этапов. Соответственно распад разных атомов одного типа может сопровождаться одним или несколькими  $\gamma$ -квантами или даже происходить без сопровождающего  $\gamma$ -излучения. В результате число  $\gamma$ -квантов на один распад не является целым. Поскольку спектр уровней ядер дискретен, дискретен и спектр  $\gamma$ -квантов.

Гамма-излучение относится к сильнопроникающему излучению, для практически полного его поглощения требуется слой горных пород толщиной в несколько десятков сантиметров. Хотя  $\gamma$ -кванты испытывают большое число взаимодействий различных типов, вероятность большинства из них мала и ослабление потока  $\gamma$ -квантов в веществе происходит практически лишь за счет трех процессов: фотоэффекта, комптон-эффекта и эффекта образования пар. Полное сечение взаимодействия  $\gamma$ -квантов с веществом (микроскопическое и макроскопическое значение которого для  $\gamma$ -квантов, как и для  $\beta$ -частиц принято обозначать соответственно через  $\tau$  и  $\mu$  является, таким образом, суммой сечений трех перечисленных процессов

$$\tau = \tau_{\text{ф}} + \tau_{\text{к}} + \tau_{\text{п}}, \quad \mu = \mu_{\text{ф}} + \mu_{\text{к}} + \mu_{\text{п}},$$

где индексы «ф», «к», «п» соответствуют фотоэффекту, комптон-эффекту и эффекту образования пар.

**Фотоэффект.** Фотоэффектом (точнее, фотоэлектрическим поглощением) называют такое взаимодействие, при котором  $\gamma$ -квант поглощается (исчезает), а его энергия  $E_{\gamma}$  расходуется на

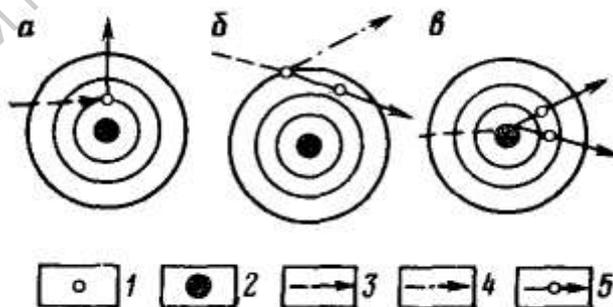


Рис. 1. Схема основных типов взаимодействия  $\gamma$ -квантов с веществом:

а — фотоэффект; б — комптон-эффект; в — эффект образования пар; 1—электрон; 2— ядро; 3—  $\gamma$ -квант до взаимодействия; 4— рассеянный  $\gamma$ -квант; 5 — электрон или позитрон после взаимодействия

отрыв и на сообщение кинетической энергии одному из электронов атома (см. рис. 1, а), т. е.  $E\gamma = E_{св} + E_{кин}$ , где  $E_{св}$ —энергия связи электрона в атоме;  $E_{кин}$ —кинетическая энергия, передаваемая фотоэлектрону.

Т.е., при фотоэлектрическом поглощении вся энергия  $\gamma$ -кванта передается одному из электронов оболочки атома. При этом электрон приобретает кинетическую энергию, равную начальной энергии  $\gamma$ -кванта за вычетом энергии связи электрона в атоме на  $n$ -ой оболочке, и покидает атом перпендикулярно первоначальному направлению движения  $\gamma$ -кванта или (при больших энергиях) по направлению вперед.

В тех случаях, когда электрон выбрасывается с одной из внутренних оболочек атома, процесс фотоэлектрического поглощения  $\gamma$ -квантов сопровождается испусканием характеристического (рентгеновского) излучения и вторичных, так называемых Оже-электронов.

Чем больше  $E_{св}$ , тем больше вероятность фотоэффекта  $\tau_{ф}$ . Вследствие этого, во-первых,  $\tau_{ф}$  растет с увеличением атомного номера вещества; во-вторых, наиболее вероятно взаимодействие с электронами К- и L-оболочек, ближайших к ядру. Естественно, фотоэффект возможен лишь тогда, когда энергия  $\gamma$ -кванта больше энергии связи электрона. Это обуславливает наличие скачков на графике зависимости  $\tau_{ф}$  от  $E\gamma$  при значениях  $E\gamma$ , равных энергии связи электронов  $E_K$ ,  $E_L$  и т. д. в соответствующих оболочках. Если  $E_L < E\gamma < E_K$ , то фотоэффект возможен на всех оболочках, кроме К-оболочки. При  $E\gamma \geq E_K$  фотоэффект происходит и на К-оболочке, вследствие чего  $\tau_{ф}$  при  $E\gamma \approx E_K$  увеличивается скачком. Вероятность фотоэффекта резко уменьшается с увеличением энергии кванта.

**Комптон-эффект.** Комптон-эффект заключается в рассеянии  $\gamma$ -кванта электроном. Это столкновение подобно столкновению двух упругих шаров с массами  $m_e$  и  $m_\gamma = E\gamma/c^2$ .

При комптоновском рассеянии  $\gamma$ -квант взаимодействует не с атомом в целом, как в фотоэффекте, а с его электронами, передавая электрону часть своей энергии и отклоняясь от первоначального направления на угол  $\theta$ . В свою очередь электрон выбрасывается из атома под углом  $\varphi$  к направлению падающего  $\gamma$ -кванта.

В соответствии с законами упругого соударения энергия  $\gamma$ -кванта  $E\gamma$  распределяется между рассеянным квантом ( $E\gamma'$ ) и электроном отдачи ( $E_e$ ). В области, где комптон-эффект является преобладающим ( $0,05 \approx E \approx 15$  МэВ), энергия кванта больше энергии связи электронов в большинстве веществ и поэтому связь электрона с ядром практически не сказывается на закономерностях комптоновского рассеяния. В частности, сечение взаимодействия  $\tau_k$  прямо пропорционально концентрации электронов.

Значение  $\tau_k$  медленно уменьшается с увеличением энергии  $\gamma$ -кванта и не зависит от вида вещества.

Поскольку при комптоновском рассеянии расходуется не вся энергия  $\gamma$ -кванта ( $\gamma$ -квант не исчезает), для характеристики вероятности потери энергии потока вводят так называемое сечение истинного поглощения  $\tau_a$ , равное произведению сечения  $\tau_k$  на долю энергии квантов, переданную электрону, и сечение истинного рассеяния  $\tau_s = \tau_k - \tau_a$ . При малых  $E\gamma$  доля энергии, переданная при соударении электрону, мала и соответственно  $\tau_a \ll \tau_k$ , при больших энергиях кванта, наоборот,  $\tau_s \ll \tau_k$ ,  $\tau_a = \tau_k$ .

**Эффект образования пар.** Образование пары частиц электрон-позитрон наблюдается при взаимодействии  $\gamma$ -кванта с полем ядра за счет поглощения энергии  $\gamma$ -кванта. В соответствии с эквивалентностью массы и энергии для образования пары минимальная энергия  $\gamma$ -кванта должна быть 1,02 МэВ или более. Процесс образования электрон-позитронных пар имеет место только для жестких  $\gamma$ -лучей, энергия которых превышает суммарную энергию покоя электрона и позитрона. Для соблюдения закона сохранения импульса этот процесс должен идти в присутствии третьего тела, которому передается часть импульса и энергии кванта. Роль такого тела играют преимущественно ядра атомов. Поэтому вероятность эффекта образования пар  $\tau_{\pi}$  зависит от заряда ядра.

При этом падающий  $\gamma$ -квант поглощается в области действия кулоновских сил ядра с образованием электрона и позитрона, кинетическая энергия которых равна:

$$E = E\gamma - 2m_0c^2.$$

Образовавшийся позитрон через короткий промежуток времени соединяется со свободными электронами, испуская два кванта аннигиляционного излучения, энергия каждого из которых равна 0,51 МэВ.

Распределение энергии между позитроном и электроном при образовании пар для средних энергий  $\gamma$ -квантов в основном одинаково. При высоких значениях энергии характерно несимметричное распределение остаточной энергии  $\gamma$ -кванта между электроном и позитроном.

Электрон и позитрон, вылетают под некоторым углом к направлению  $\gamma$ -кванта. При больших энергиях электрон и позитрон вылетают почти в направлении распространения падающих  $\gamma$ -квантов.

Зависимость  $\tau_{\pi}$  от энергии вначале примерно пропорциональна  $E=1,02$  МэВ, а для больших  $E\gamma$  близка к логарифмическому закону. Процесс образования пар даже в тяжелых средах важен лишь при  $E\gamma > 2-3$  МэВ. Такие значения энергии в ядерной геофизике встречаются у  $\gamma$ -квантов радиационного захвата нейтронов. При исследовании  $\gamma$ -

излучения естественных радиоактивных элементов (обычно  $E\gamma < 3\text{МэВ}$ ) эффектом образования пар можно пренебречь.

**Ядерный фотоэффект.** Это явление наблюдается при захвате ядром  $\gamma$ -кванта, в результате чего ядро приходит в возбужденное состояние. Переход ядра в нормальное состояние чаще всего происходит за счет испускания нейтрона - реакция типа  $(\gamma, n)$ , значительно реже вследствие испускания протона  $(\gamma, p)$  или деления ядра  $(\gamma, \theta)$ .

Ядерный фотоэффект, как правило, имеет место для  $\gamma$ -квантов высоких энергий, а поэтому не оказывает существенного влияния на ослабление  $\gamma$ -излучения, испускаемого естественными радиоактивными элементами. Исключение составляют бериллий и дейтерий, для которых характерны реакции  $(\gamma, n)$  с порогами 1,67 и 2,23 Мэв соответственно.

Для каждого вещества существуют области преобладания одного из эффектов. Для основных породообразующих элементов ( $Z=6-20$ ) фотоэффект является преобладающим при  $E\gamma < (0,02-0,07)$  МэВ, комптоновское рассеяние при  $(0,02-0,07) < E\gamma < (12-20)$  МэВ, эффект образования пар при  $E\gamma > (12-20)$  МэВ. В области преобладания комптоновского эффекта массовый коэффициент поглощения зависит лишь от энергии излучения и мало зависит от вещества. Теоретические и экспериментальные исследования показали, что массовый коэффициент ослабления для  $\gamma$ -излучения уранорадиевого ряда практически один и тот же для большинства горных пород и составляет  $0,03 \text{ см}^2/\text{г}$ .

Рассмотрение перечисленных выше процессов взаимодействия  $\gamma$ -излучения с веществом показывает, что часть энергии первичного  $\gamma$ -излучения поглощается при образовании электронов отдачи, фотоэлектронов и пар электрон-позитрон, а часть энергии сохраняется в виде энергии рассеянного  $\gamma$ -излучения. Ионизация на пути распространения  $\gamma$ -излучения происходит в основном за счет вторичных электронов, возникающих при взаимодействии  $\gamma$ -излучения с веществом.

В результате всех процессов взаимодействия при прохождении  $\gamma$ -излучения через вещество его интенсивность ослабевает.

### **Взаимодействие нейтронов с веществом**

Нейтрон – элементарная частица, не несущая электрического заряда (электрически нейтральная). Масса нейтрона примерно в 1836 раз больше массы электрона или позитрона и равна  $m = 1,00898 \text{ аэм}$ , близкой к массе ядер водорода.

Нейтрон – нестабильная частица: в свободном состоянии распадается с периодом полураспада около 12 мин на протон, электрон и антинейтрино. Нейтроны возникают при спонтанном делении некоторых ядер атомов тяжелых элементов. Однако вследствие

малой величины постоянной деления выход нейтронов очень мал, а поэтому такие элементы не могут служить в качестве источников нейтронов.

В отличие от ранее рассмотренных элементарных частиц они взаимодействуют с ядрами атомов вещества. Силы, действующие между нейтроном и атомными электронами, столь малы, что какого-либо заметного влияния на взаимодействие нейтронов с веществом не оказывают.

При прохождении нейтрона через вещество имеет место взаимодействие его с ядром, обусловленное ядерными силами. Ядра элементов различного атомного веса в связи с различием в строении энергетических уровней ведут себя по-разному по отношению к нейтронам.

Процессы взаимодействия нейтронов с веществом определяются энергией нейтронов. В связи с этим довольно условно все нейтроны разделяются на несколько энергетических групп, основными из которых являются: быстрые, промежуточные, резонансные, медленные, тепловые и холодные. Распределение нейтронов по энергии приведено в табл. 1.

Таблица 1.

Основные характеристики нейтронов

Нейтроны	Энергия $E$ , эв	Температура °C	Скорость $v$ , <i>см/сек</i>	Длина волны, <i>см</i>
Холодные	0,001	11,6	$4,37 \cdot 10^4$	$9,04 \cdot 10^{-8}$
Теплые	0,0253	295	$2,2 \cdot 10^5$	$1,80 \cdot 10^{-8}$
Медленные	0,5	$1,16 \cdot 10^4$	$1,39 \cdot 10^6$	$2,86 \cdot 10^{-9}$
Резонансные	100	$1,16 \cdot 10^6$	$1,39 \cdot 10^7$	$2,86 \cdot 10^{-10}$
Промежуточные	$0,5 - 2 \cdot 10^5$	$1,16 \cdot 10^8$	$1,39 \cdot 10^8$	$2,86 \cdot 10^{-11}$
Быстрые	$2 \cdot 10^5 - 2 \cdot 10^7$	$1,16 \cdot 10^{10}$	$1,39 \cdot 10^9$	$2,86 \cdot 10^{-12}$

В результате взаимодействия нейтронов с веществом имеют место упругие и неупругие столкновения с ядрами, захват нейтронов ядром, а также упругие и неупругие столкновения с молекулами вещества.

При упругом рассеянии на ядрах нейтрон изменяет направление своего первоначального движения и частично теряет энергию при сохранении суммарной кинетической энергии соударяющихся частиц. Упругое соударение иногда обозначается реакцией вида  $(n, n)$ .

Столкновение нейтрона с ядром приводит к его простому отклонению от первоначального направления в поле действия ядерных сил или же к захвату нейтрона с образованием возбужденного составного ядра и с последующим испусканием излучений, т. е. к ядерной реакции.

Первый процесс  $(n, n)$  называется *упругим потенциальным рассеянием*, второй, в зависимости от направления ядерной реакции, – *резонансным рассеянием*  $(n, n')$ , *радиационным захватом*  $(n, \gamma)$ , *ядерным превращением*, *активацией* или *делением*.

Реакция взаимодействия нейтрона с ядром сопровождается образованием возбужденного составного ядра.

Если распад составного ядра сопровождается испусканием нейтрона, то ядерного превращения практически не происходит. Внешне такой процесс аналогичен рассеянию нейтронов. В отличие от упругого потенциального рассеяния его называют *резонансным*.

Резонансное рассеяние может быть «упругим» и «неупругим». Неупругое рассеяние имеет место, когда избыточная энергия составного ядра лишь частично расходуется на испускание нейтрона, а остальная ее часть испускается в виде одного или нескольких гамма-квантов. Переход ядра из энергетически неустойчивого состояния в стационарное в этом случае осуществляется через промежуточный уровень. При упругом рассеянии составное ядро из возбужденного состояния переходит непосредственно в стационарное. Очевидно, что неупругое рассеяние нейтронов сопровождается значительно большими потерями энергии, чем упругое. Поскольку по величине потерь энергии упругое резонансное рассеяние близко к потенциальному, то под термином «упругое» рассеяние нейтронов обычно понимается суммарный эффект этих двух процессов.

Взаимодействие нейтронов с веществом, при котором возбужденное ядро переходит в стационарное состояние за счет испускания гамма-квантов, называется *радиационным захватом*.

Если же избыточная энергия составного ядра расходуется на испускание электрически заряженных частиц (альфа-частиц, протонов), то происходит образование ядра нового изотопа элемента  $X(n, \alpha)Y$ ,  $X(n, p)Y$ . Такой процесс называется *ядерным превращением*.

В отличие от рассеяния нейтронов последние два процесса, сопровождающиеся прекращением существования свободного нейтрона, иногда объединяются под общим термином «поглощение нейтронов».

Образующиеся при поглощении нейтронов изотопы элементов могут оказаться как стабильными, так и искусственно радиоактивными. В последнем случае говорят об *активации* элементов.

Процесс *деления*, когда возбужденное под действием нейтронов составное ядро распадается на отдельные осколки, имеет место лишь для сверхтяжелых элементов, в радиометрии скважин существенного значения не имеет и обычно не рассматривается.

Вероятность протекания всех вышеописанных процессов взаимодействия нейтронов с веществом зависит от энергетического строения (количество и плотность энергетических уровней) ядер элементов вещества и от энергии нейтронов.

Потенциальное рассеяние от энергии нейтронов зависит слабо.

Резонансное рассеяние быстрых нейтронов наблюдается, главным образом, на ядрах легких элементов, нейтронов промежуточных энергий – в основном на легких и средних ядрах, медленных нейтронов – главным образом на ядрах элементов среднего веса.

При неупругом рассеянии на ядрах часть энергии нейтрона передается ядру; последнее приходит в нормальное состояние путем испускания  $\gamma$ -кванта с энергией, характерной для каждого элемента. Измерение спектра  $\gamma$ -излучения позволяет определить природу ядер, особенно легких.

Энергия рассеянных нейтронов примерно равна разности энергий первичного нейтрона и испущенного  $\gamma$ -кванта. Неупругое рассеяние имеет место при энергиях нейтронов, превышающих энергию возбуждения ядра и зависящих от массы ядра. С увеличением атомного веса ядра и энергии нейтрона сечение неупругого рассеяния увеличивается. В ряде случаев неупругое рассеяние нейтронов приводит к образованию изомеров исходных ядер; примером могут служить изотопы In и Au.

Захват нейтронов ядром сопровождается ядерными реакциями типа  $(n, 2n)$ ,  $(n, p)$ ,  $(n, \alpha)$  и  $(n, \gamma)$ . Реакция  $(n, 2n)$  возможна только при облучении ядер элементов быстрыми нейтронами. В результате возникают изотопы исходных ядер, которые в большинстве случаев радиоактивны и испускают  $\beta^+$ -излучение. Вероятность реакции  $(n, 2n)$  на несколько порядков меньше, чем реакции  $(n, n'+\gamma)$ , при энергиях, незначительно превышающих пороговую.

Реакции  $(n, p)$  и  $(n, \alpha)$  также проходят только при взаимодействии ядер с быстрыми нейтронами и обладают определенным энергетическим порогом. Сечение захвата для указанных реакций из-за уменьшения проницаемости потенциального барьера с увеличением веса ядра значительно больше для легких и средних элементов, чем для тяжелых.

Для промежуточных, медленных и тепловых нейтронов реакции типов  $(n, p)$  и  $(n, \alpha)$  наблюдаются только для некоторых легких ядер: реакции  $(n, p)$  – для  ${}^1_1\text{H}^3$ ,  ${}^7_7\text{N}^{14}$  и  ${}^{17}_{17}\text{Cl}^{35}$ , а реакции  $(n, \alpha)$  – для  ${}^3_3\text{Li}^6$ ,  ${}^5_5\text{B}^{10}$ . При реакциях  $(n, p)$  и  $(n, \alpha)$  во всех случаях образуются радиоактивные ядра, испытывающие  $\beta$ -распад, сопровождающийся испусканием  $\gamma$ -излучения.

Радиационный захват  $(n, \gamma)$  происходит при любой энергии нейтрона и для всех (за исключением ядра  ${}^2_2\text{He}^4$ ) элементов. Сечение радиационного захвата ядра увеличивается с

уменьшением энергии нейтронов, и при энергии  $10 \text{ эв}$  радиационный захват преобладает над упругим рассеянием. Наоборот, для быстрых нейтронов величина сечения радиационного захвата мала по сравнению с сечением рассеяния, и им можно практически пренебречь.

Для медленных и тепловых нейтронов сечение захвата подчиняется закону  $1/v$  ( $v$  – скорость нейтрона) и оно значительно больше, чем для нейтронов промежуточных энергий. Для нейтронов с энергией от  $0,1$  до  $10 \text{ Мэв}$  сечение захвата изменяется приблизительно по закону  $1/E$ .

Из рассмотрения всех процессов взаимодействия нейтронов с ядрами следует, что быстрые нейтроны за счет рассеяния на ядрах замедляются. Замедление быстрых нейтронов с энергией несколько мегаэлектронвольт до энергии примерно  $1 \text{ Мэв}$  происходит за счет как неупругих, так и упругих соударений. При замедлении до энергий около  $1 \text{ эв}$  потеря энергии происходит в основном вследствие упругих соударений. Для более медленных нейтронов процесс замедления значительно усложняется, так как ядра, на которых происходит рассеяние, не могут считаться свободными, и нейтрон в зависимости от его энергии будет испытывать неупругие и упругие столкновения с молекулами. Если энергия нейтрона близка к энергии связи атомов в молекуле, то нейтрон будет испытывать преимущественно неупругое рассеяние; при энергиях нейтрона, равных энергиям возбуждения молекулы, эффективное сечение взаимодействия будет иметь резонансные максимумы.

При упругом столкновении нейтрон взаимодействует с молекулой как с единой системой. Средние потери энергии при упругом рассеянии на молекулах меньше по сравнению с потерями на свободных ядрах, а сечение рассеяния больше (например, рассеяние в воде и парафине по сравнению с атомарным водородом значительно больше). Рассеяние на молекулах происходит значительно более анизотропно, чем на ядрах.

Упругое рассеяние на молекулах происходит до тех пор, пока нейтроны не замедляются до тепловых энергий. В этом случае характер взаимодействия нейтрона с веществом резко меняется, так как при каждом столкновении с атомом или молекулой нейтрон может терять или приобретать энергию. Происходит диффузия нейтронов, при которой в среднем энергия нейтрона сохраняется вплоть до момента захвата его ядром какого-либо вещества.

## **РАЗДЕЛ 2. ИЗМЕРЕНИЕ ИНТЕНСИВНОСТИ ЯДЕРНЫХ ИЗЛУЧЕНИЙ**

Для обнаружения и измерения интенсивности ядерных излучений используются приборы, называемые радиометрами. Действие радиометров основано на использовании

явлений взаимодействия излучения с облучаемым веществом, из которого изготовлен детектор излучения.

На ионизирующем действии излучения основаны импульсные и интегральные ионизационные камеры (без газового усиления), пропорциональные счетчики (со слабым или средним газовым усилением) и счетчики Гейгера-Мюллера (с сильным газовым усилением), а также все шире применяющиеся в последнее время кристаллические детекторы излучений (изоляторы и полупроводники). Широко распространены также в радиометрической и геофизической аппаратуре детекторы, в которых используется явление сцинтилляций: сцинтилляционные счетчики  $\alpha$ -,  $\beta$ -,  $\gamma$ - и  $n$ -излучений (твердые, жидкие, газовые).

Кроме названных детекторов излучений в дозиметрической аппаратуре созданы детекторы излучения, в которых используются химические изменения в некоторых веществах под действием излучений (в основном химические дозиметры), фотоэмульсии (фотографический метод регистрации излучений) и др. К детекторам, основанным на использовании нагрева под действием излучений, относятся термоэлементы, в которых чувствительный слой нагревается в результате ядерных реакций; пузырьковые камеры с жидкостями, в которых местный нагрев вдоль траектории частицы приводит к образованию пузырьков пара или газа, и калориметры. В таблице 4.1 перечислены основные типы детекторов излучения с указанием видов регистрируемого излучения.

### Тема 2.1. Детекторы радиоактивного излучения

Один из методов регистрации ядерных излучений – ионизационный метод основан на измерении детекторами электрического заряда (тока), образующегося в газе при его ионизации заряженной частицей. Такие детекторы называют *газонаполненными*. Незаряженные частицы регистрируются благодаря вторичным заряженным частицам, образующимся в различных реакциях: поглощения  $\gamma$ -квантов с образованием электронов и поглощения нейтронов в реакциях  $(n, \alpha)$ ,  $(n, p)$ .

Конструктивно газонаполненные детекторы представляют собой наполненные газом баллоны с двумя электродами. В качестве одного из них обычно выступает сам металлический (или металлизированный стеклянный) баллон. Для собирания электронов и ионов из газа на электроды между ними подается электрическое напряжение. При отсутствии ионизирующих излучений газ является изолятором, тока между электродами нет. При прохождении заряженной частицы происходит ионизация молекул газа, он становится проводником и в цепи детектора появляется ток. Режим работы газонаполненного детектора зависит от напряжения и расстояния между электродами, от

формы последних, точнее, от величины и распределения напряженности электрического поля в рабочем объеме. Блок-схема газонаполненного детектора представлена на рис. 2.

Рассмотрим сначала зависимость ионизационного тока  $i$  от напряжения  $U$  между электродами при измененной геометрии последних и постоянной интенсивности излучения, взаимодействующего с детектором (рис. 3). При очень малом  $U$  скорость ионов и электронов мала; значительная их часть успевает рекомбинироваться, т. е. воссоединиться в нейтральные молекулы, не доходя до электродов (см. рис. 3, область I). С увеличением  $U$  скорость ионов растет, потери на рекомбинацию уменьшаются. Участок // на рис. 3 соответствует области напряжений, при которых практически все ионы достигают электродов. Ионизационный ток в этой области, почти не зависящий от изменения  $U$ , называют *током насыщения*. Он равен общему заряду электронов и ионов, образующихся в единицу времени. Индикаторы, работающие в области насыщения, называют *ионизационными камерами*.

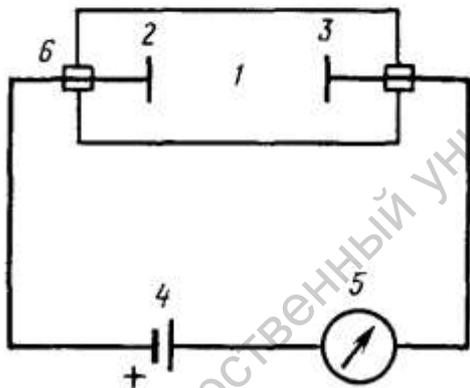


Рис. 2. Схема работы газонаполненного детектора излучений:  
1 — объем камеры, заполненной газом; 2 — анод; 3 — катод; 4 — источник напряжения; 5 — прибор для измерения тока камеры; 6 — изоляторы

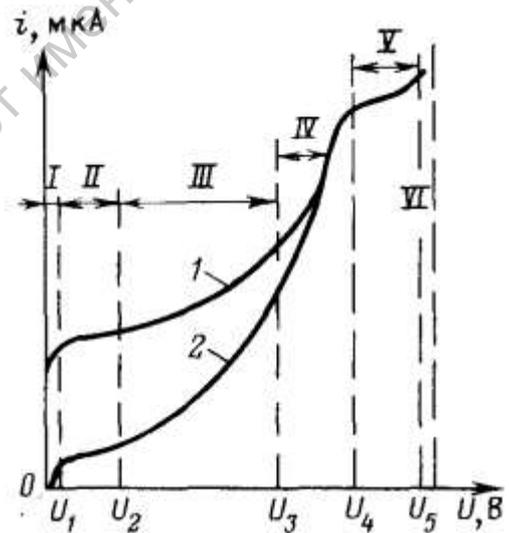


Рис. 3. Вольтамперная характеристика газонаполненных индикаторов.  
Области: I — рекомбинации, II — насыщения, III — пропорциональности, IV — ограниченной пропорциональности, V — Гейгера, VI — самопроизвольного разряда; частица: 1 — с большой энергией, 2 — с малой энергией

Рост тока с увеличением напряжения в области III связан с возрастанием напряженности поля до таких значений, при которых электроны между двумя соударениями с молекулами успевают набрать энергию, достаточную для их ионизации, — происходит вторичная ионизация. Вторичные электроны вместе с первичными в следующих столкновениях ионизируют другие молекулы и т. д. — возникает лавинообразное размножение зарядов. Это явление, называемое *газовым усилением*, характеризуется коэффициентом газового усиления  $K$ , равным отношению заряда,

собираемого на электродах, к первичному заряду. Коэффициент  $K$  зависит от  $U$ . В области насыщения тока  $K=1$ , а с увеличением напряжения  $K$  растет до  $10^3$ - $10^4$  и более. До некоторого напряжения  $U_3$   $K$  не зависит от первичного заряда, поэтому общий заряд от одной заряженной ядерной частицы пропорционален первичному заряду. Эта область напряжений называется областью пропорциональности, а соответствующий индикатор – *пропорциональным счетчиком*. Поскольку часто первичный заряд пропорционален энергии регистрируемой частицы, то и импульс тока на выходе пропорционального счетчика оказывается пропорциональным этой энергии. Поэтому пропорциональный счетчик позволяет проводить спектрометрию – анализ частиц по энергиям.

В области ограниченной пропорциональности  $IV$  пропорциональность между импульсом тока и первичным зарядом (с энергией частицы) нарушается: чем больше первичный заряд, тем меньше  $K$ . Наконец, в области  $V$  ток вообще не зависит от интенсивности первичной ионизации. Здесь для возникновения мощного газового разряда достаточно появиться в детекторе хотя бы одной ионной паре. Область  $V$  ( $U_4 < U < U_5$ ), где импульс тока на выходе индикатора зависит лишь от напряжения на нем, но не зависит от первичного заряда (и энергии регистрируемой ядерной частицы), называют областью Гейгера-Мюллера, а индикатор, работающий в таком режиме, — *счетчиком Гейгера—Мюллера*. При дальнейшем увеличении напряжения (область  $VI$ ) наблюдается пробой газа – самостоятельный газовый разряд, возникающий даже без излучения благодаря вырыванию мощным электрическим полем электронов из металла электродов.

Хотя, в принципе, один и тот же индикатор в зависимости от напряжения может работать в различных режимах, однако практически это нецелесообразно. В зависимости от типа индикатора рациональны различные конструктивные решения.

Ионизационные камеры в ядерной геологии и геофизике используют в основном для регистрации  $\alpha$ -частиц. Распространены цилиндрические камеры с размерами около длины пробега  $\alpha$ -частицы в газе (примерно 10 см при нормальном давлении). Типичная цилиндрическая камера состоит (рис. 4) из корпуса 4 — полого герметичного цилиндра, служащего одновременно катодом, и металлического стержня — собирающего электрода (анода) 5, электрически изолированного от цилиндра. Для исключения токов утечки через изолятор 2 посередине последнего часто имеется охранный кольцо 3. При измерениях по схеме рис. 4 напряжение между собирающим электродом и охранным кольцом близко к нулю, поэтому основная часть токов утечки протекает от охранный кольца к корпусу, минуя токоизмерительное устройство 1.

С помощью ионизационных камер можно определять средний ток от действия большого числа частиц или же отдельно регистрировать импульсы от каждой частицы,

прошедшей через камеру. В первом случае говорят об интегральной ионизационной камере, во втором – об импульсной. Последняя определяет не только число частиц, прошедших через камеру, но и их распределение по амплитуде. Однако для регистрации каждой частицы импульсной камерой требуется весьма большое усиление.

Использование импульсных камер для счета легких частиц (электронов, позитронов) неэффективно, поскольку они обеспечивают малую плотность ионизации. Для импульсных камер (так же как и для рассмотренных пропорциональных счетчиков и счетчиков Гейгера—Мюллера) важной характеристикой является *эффективность*, равная отношению числа частиц, зарегистрированных детектором, к полному числу частиц, попадающих в объем детектора. Эффективность камер около 100%. Для всех детекторов, работающих в импульсном режиме, еще одной характеристикой является разрешающее время  $t_p$ , равное минимальному времени, через которое схема восстанавливается после регистрации частиц и готова к регистрации новой частицы.

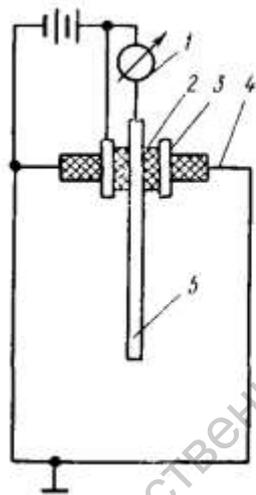


Рис. 4. Цилиндрическая ионизационная камера:  
1 — токоизмерительное устройство (микроамперметр);  
2 — изолятор; 3 — охранный кольцо;  
4 — корпус (катод);  
5 — собирающий электрод (анод)

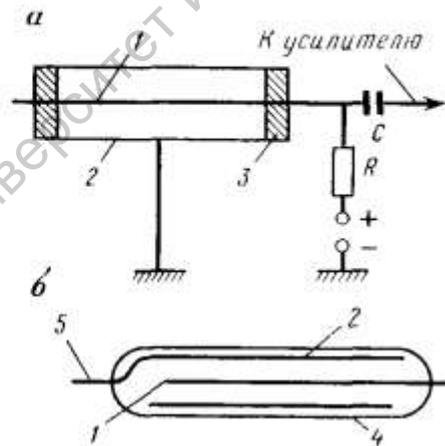


Рис. 5. Схема включения (а) и устройство (б) цилиндрических счетчиков:  
1—анод; 2—катод; 3—изолятор; 4—стеклянный баллон; 5 — электрический вывод катода

Счетчики Гейгера-Мюллера обладают высоким газовым усилением (в отдельных случаях до  $10^{10}$ ) и обеспечивают высокую амплитуду выходного импульса (единицы и даже десятки вольт). Это упрощает схему усиления импульсов, а иногда делает ее излишней и обеспечивает счетчикам Гейгера-Мюллера широкое применение при регистрации  $\gamma$ -квантов,  $\alpha$ - и  $\beta$ -частиц. Конструкцию счетчиков Гейгера-Мюллера выбирают такой, чтобы при сравнительно небольших размерах и напряжениях на электродах получить высокий коэффициент газового усиления. Для этого применяют цилиндрические счетчики с очень тонким анодом. Такой счетчик состоит (рис. 5) из

катода-корпуса, по оси которого натянута металлическая проволока - собирающий электрод.

Единственным недостатком счетчиков Гейгера является их малая чувствительность к  $\gamma$ -квантам. Поглощение  $\gamma$ -квантов происходит в основном в корпусе счетчика, в результате чего образуются быстрые электроны (фотоэффект и комптон-эффект) или пара электрон-позитрон. Чтобы эти частицы могли попасть внутрь счетчика и зарегистрироваться, толщина стенки должна быть не более нескольких миллиметров. При такой малой толщине стенок вероятность поглощения в них  $\gamma$ -квантов оказывается не более 1-2 %. При постоянной толщине катода эффективность счетчика при энергии более нескольких десятых мега-электрон-вольт растет с увеличением энергии  $\gamma$ -кванта. Однако при очень малой энергии наблюдается обратная картина, особенно резко выраженная для счетчиков с тяжелым катодом. Увеличение эффективности для них в области  $E_\gamma < 0,6 \text{ МэВ}$  связано с резким ростом поглощения квантов благодаря фотоэффекту. В области 0,7-0,8 МэВ эффективность всех типов счетчиков примерно одинакова. При 0,7 МэВ эффективность счетчиков с тяжелым катодом (ВС) значительно выше, чем для счетчиков с алюминиевым (АС), графитовым (ГС), стальным (СТС) и медным (МС) катодами.

Вероятность регистрации  $\alpha$ - и  $\beta$ -частиц при условии их попадания в рабочий объем счетчика практически составляет 100 %. Эффективность их регистрации ограничивается лишь поглощением в стенках счетчика. Для повышения эффективности регистрации боковую стенку цилиндрических счетчиков  $\beta$ -излучения делают из тонкой алюминиевой или стальной фольги. Кроме того, для регистрации  $\alpha$ - и  $\beta$ -частиц изготавливают так называемые *торцовые счетчики* с большим диаметром и тонким окошком (из слюды, тефлоновой пленки и т. д.) в одном из торцов счетчика.

Импульсы на выходе пропорциональных счетчиков менее мощные, чем у счетчиков Гейгера, но в 1000-10000 раз мощнее, чем у импульсных камер. Поэтому для них необходимы более простые схемы усиления, чем для импульсных ионизационных камер. Конструктивно пропорциональные счетчики подобны счетчикам Гейгера-Мюллера, но отличаются меньшей напряженностью поля в критической области. Преимущество этих счетчиков – пропорциональность импульса первичному заряду, что позволяет определять тип частиц и их энергетический спектр, а недостаток – малая амплитуда импульса и ее зависимость от напряжения питания.

Для изучения энергетического спектра  $\gamma$ -квантов,  $\alpha$ - и частично  $\beta$ -частиц в ядерной геофизике используют сцинтилляционные счетчики, а пропорциональные счетчики для этого используются редко. Однако последние широко применяются для регистрации медленных нейтронов. Такие счетчики заполняются газом, хорошо поглощающим

нейтроны:  ${}^3\text{He}$  или  $\text{BF}_3$ . При поглощении нейтрона этими веществами по реакции  ${}^3\text{He}$  ( $n, p$ ) и  ${}^{10}\text{B}$  ( $n, \alpha$ ) образуются быстрые протоны и  $\alpha$ -частицы с энергией в несколько мегаэлектрон-вольт.

Пробег тяжелых частиц почти полностью укладывается в объеме счетчиков, и они образуют относительно мощный импульс на выходе счетчика. В то же время электроны и позитроны, выбиваемые из материалов счетчика  $\gamma$ -квантами, имеют малую плотность ионизации и образуют импульсы тока небольшого значения. Применяя пороговую дискриминацию, легко отсеять импульсы от  $\gamma$ -квантов и регистрировать одни только нейтроны даже при наличии интенсивного поля  $\gamma$ -квантов.

### Сцинтилляционные счетчики

В сцинтилляционном счетчике регистрация заряженной частицы связана с возбуждением атомов и молекул вдоль ее траектории. Возбужденные атомы, живущие короткое время, переходят в основное состояние, испуская электромагнитное излучение. У ряда прозрачных веществ, называемых фосфорами или люминофорами, часть спектра этого излучения приходится на световую область. Прохождение заряженной частицы через такое вещество вызывает вспышку света. Для увеличения выхода света и уменьшения его поглощения в фосфоре в последний добавляют так называемые активаторы. Вид активатора указывают в скобках после обозначения фосфора. Например, кристалл  $\text{NaI}$ , активированный таллием, обозначают  $\text{NaI}(\text{Tl})$ .

Попадание быстрой заряженной частицы в фосфор вызывает световую вспышку – сцинтилляцию. Последняя преобразуется в электрический импульс и усиливается в  $10^5$ – $10^6$  раз фотоэлектрическим умножителем (ФЭУ). Подобное сочетание двух элементов— фосфора и ФЭУ—используют в *сцинтилляционных счетчиках* (рис. 6).

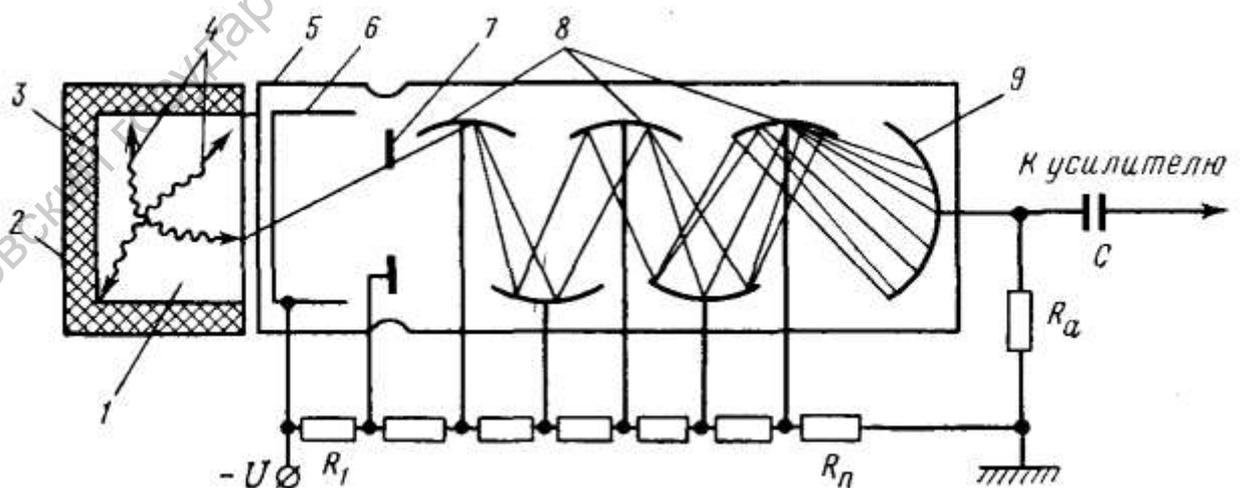


Рис. 6. Принципиальная схема сцинтилляционного счетчика:

1 — люминофор; 2 — корпус; 3 — отражатель;

4 — фотоны; 5 — корпус ФЭУ; 6 — фотокатод;

7 — фокусирующий динод; 8 — динод; 9 — собирающий электрод (анод);  $R_1$ – $R_n$  — делитель напряжения;  $R_a$  — анодная нагрузка;  $C$  — разделительная емкость

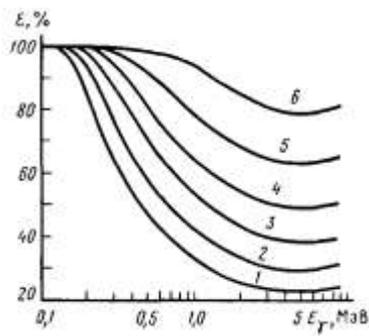


Рис. 7. Зависимость эффективности фосфора NaI(Tl) от энергии  $\gamma$ -излучения. Диаметр и высота люминофора, мм: 1 — 30X20, 2—40X40, 3—60X40, 4—80X80, 5—120X120, 6 - 200X200

Регистрация  $\gamma$ -квантов в сцинтиляционном счетчике происходит благодаря вторичным электронам и позитронам, образующимся при поглощении  $\gamma$ -квантов фосфором. Поскольку фосфоры обладают хорошей оптической прозрачностью, обеспечивающей сбор света на фотокатод ФЭУ со значительного объема фосфора, для регистрации  $\gamma$ -квантов можно применять фосфоры большой толщины. Это обеспечивает высокую эффективность регистрации  $\gamma$ -квантов сцинтиляционным счетчиком, на порядок и более превышающую эффективность газонаполненных счетчиков (рис. 7).

Неорганические монокристаллы, особенно NaI(Tl) и частично CsI(Tl), являются наиболее распространенными фосфорами для регистрации  $\gamma$ -квантов. Их преимущество — высокая эффективность, обусловленная высокой плотностью и большим  $Z_{эф}$ . Преимуществом NaI является также высокое энергетическое разрешение, определенным недостатком — высокая гигроскопичность, приводящая к помутнению кристаллов при попадании влаги. Поэтому кристаллы упаковывают в герметичные контейнеры.

Для регистрации  $\alpha$ -лучей применяют чаще всего кристаллы ZnS(Ag), а для регистрации тепловых нейтронов — его смесь с борной кислотой. При поглощении нейтрона  $^{10}\text{B}$  образуются  $\alpha$ -частицы, вызывающие сцинтилляцию в ZnS(Ag). Поскольку такая смесь малопрозрачна, сцинтиллятор обычно изготавливают в виде тонких слоев с большой удельной поверхностью.

Реже для регистрации медленных нейтронов используют монокристаллы LiI (иногда литиевые стекла). Регистрация обусловлена реакцией  $^6\text{Li}(n, \alpha)$ .

Органические монокристаллы стибена, антрацена и других веществ применяют для регистрации заряженных частиц и быстрых нейтронов по протонам отдачи. Их преимущество — малое разрешающее время (время высвечивания). Однако из-за малой плотности для регистрации  $\gamma$ -квантов их почти не используют.

Растворы органических и неорганических веществ в органических жидкостях позволяют создавать весьма большие детекторы и находят применение в радиометрах

высокой чувствительности, например, иногда в аэрогамма-радиометрах. Примером таких фосфоров служат растворы терфенила в ксилоле и метил-бората в толуоле. Твердые растворы органических веществ в пластмассах (например, терфенила в полистироле) можно изготовлять больших объемов и любой формы и использовать для регистрации  $\gamma$ -излучения и быстрых нейтронов (по протонам отдачи). Для регистрации заряженных частиц применяют обычно твердые фосфоры без упаковки, а фосфоры для регистрации  $\gamma$ -излучения и нейтронов, как правило (а жидкие фосфоры обязательно), размещают в контейнерах.

*Фотоэлектронные умножители* состоят из фотокатода, умножающих электродов (динодов) и анода (см. рис. 6). Потенциал каждого последующего электрода на некоторую величину (около 10 В) превышает потенциал предыдущего, что обеспечивает ускорение электронов между ними. Фотоны, поступающие из фосфора на фотокатод, выбивают из него несколько десятков или сотен электронов, которые фокусируются и ускоряются электрическим полем и бомбардируют первый динод. При торможении в диноде каждый ускоренный электрон выбивает до 5-10 вторичных электронов. Такой процесс, повторяясь на каждом последующем диноде, обеспечивает умножение электронов до многих миллионов раз.

Сцинтилляционные счетчики в ядерной геологии и геофизике используют для регистрации  $\gamma$ -квантов, реже нейтронов и  $\beta$ -частиц. При регистрации тяжелых заряженных частиц возникает трудность с обеспечением их ввода в фосфор. Поэтому для регистрации  $\alpha$ -частиц чаще всего используют ионизационные камеры или торцовые счетчики. Лишь для регистрации  $\alpha$ -активности эманаций широко применяют сцинтилляционную камеру, внутренние стенки которой покрыты  $ZnS(Ag)$ .

Сцинтилляционные счетчики обеспечивают гораздо большую эффективность регистрации  $\gamma$ -квантов (до 30-50% и более), чем газоразрядные, и дают возможность изучения спектрального состава излучения. К преимуществам сцинтилляционных счетчиков относится также более низкий уровень их собственного и космического фона. Однако сцинтилляционные счетчики более сложны и требуют более квалифицированного обслуживания, чем разрядные. Это обусловлено большим влиянием температуры на световыход фосфоров, несравненно более высокими требованиями к стабилизации источника питания, а также более сильным изменением характеристик сцинтилляционных счетчиков во времени.

### **Кристаллические и полупроводниковые детекторы**

В качестве кристаллических детекторов могут быть использованы изоляторы – монокристаллы алмаза,  $CdS$ ,  $ZnS$  (при комнатной температуре) и  $AgCl$ ,  $AgBr$  (в сильно

охлажденном состоянии), а в качестве полупроводниковых – кристаллы кремния и германия.

Так же, как и в детекторах с газовым наполнением, для регистрации излучения в кристаллических детекторах используется ионизационный эффект, создаваемый заряженными частицами или  $\gamma$ -квантами в кристалле. Механизм ионизации в кристаллах существенно отличается от механизма ионизации в газах. Процессы, происходящие в кристаллическом детекторе того или иного типа при попадании в него ионизирующих частиц, рассматривают на основании зонной теории кристаллов.

Принцип действия кристаллического счетчика состоит в следующем: кристаллу обычно придается форма прямоугольного параллелепипеда или диска, на противоположные грани которого наносится химическим или другим путем слой серебра, золота или платины, являющихся электродами.

Схема включения кристаллического счетчика приведена на рис. 8. Заряженная частица, проходя через кристалл, выбивает на своем пути некоторое число свободных электронов и образует несколько дырок в соответствии с величиной энергии, потерянной ею в кристалле. Под действием приложенной разности потенциалов носители зарядов (электроны и дырки) начинают перемещаться в направлении соответствующих электродов, и в цепи счетчика возникает электрический ток. При протекании тока эквивалентная емкость  $C$  заряжается до некоторой малой разности потенциалов  $\Delta U$ , усиливаемой и регистрируемой дальнейшей радиосхемой. Предполагается при этом, что ток в кристалле возникает только под действием регистрируемых частиц и не возникает самопроизвольно, т. е. кристалл является изолятором. Кристаллы  $\text{AgCl}$ ,  $\text{AgBr}$  обладают свойствами изолятора только в охлажденном состоянии и поэтому применяются в приборах с охлаждением.

Как видим, в кристаллических детекторах ионизация непосредственно преобразуется в электрический сигнал. В этом одно из преимуществ их перед сцинтилляционными счетчиками, в которых должно быть обязательное преобразование световых сигналов в электрические с помощью ФЭУ. Кристаллические и полупроводниковые детекторы наиболее пригодны для регистрации и спектрометрии тяжелых заряженных частиц и нейтронов, но их начали использовать также для спектрометрического изучения  $\gamma$ -,  $\beta$ - и рентгеновского излучения. Разрешение по энергии для кремниевого детектора для регистрации  $\alpha$ -излучения составляет 0,25%.

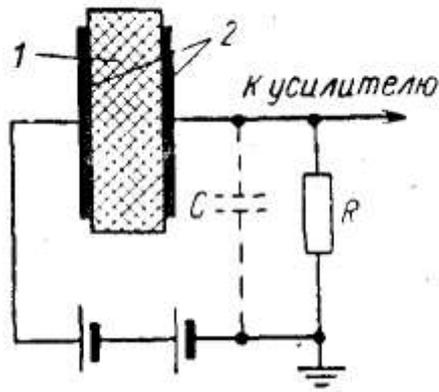


Рис. 8. Схема включения кристаллического детектора:  
1—кристалл; 2—электроды

Полупроводниковые детекторы отличаются экономичностью питания, компактностью, нечувствительностью (в отличие от ФЭУ) к магнитному полю, а также амплитудным разрешением в 20-30 раз лучшим, чем у сцинтилляционных счетчиков. Недостатками, ограничивающими возможность их применения, являются малый размер чувствительной поверхности кристалла ( $4-500 \text{ мм}^2$ ) и малая толщина чувствительного слоя ( $1-2 \text{ мм}$ ). Кроме того, широкое применение детекторов на базе германия ограничивается необходимостью охлаждения. При комнатной температуре собственный (темновой) ток детекторов столь велик, что регистрация на его фоне импульсов от ядерных излучений невозможна, поэтому детектор охлаждают жидким азотом. Более того, его и между измерениями необходимо хранить при температуре жидкого азота. Лишь детекторы из сверхчистого германия, требующие охлаждения в процессе работы, могут храниться при комнатной температуре.

Охлаждение жидким азотом детекторов в скважинных приборах создает проблему удаления испарившегося азота. В скважинах, заполненных жидкостью, закрытые системы охлаждения прибора азотом могут работать 6-8 ч, а открытые (с выпуском газа в скважину), применяемые в сухих скважинах, – до 20 ч. Время работы несколько выше при использовании твердого азота и особенно твердого пропана, лучше в смеси с другими углеводородами, что снижает критическое давление и позволяет обходиться без выпуска наружу испарившегося хладагента. Разработаны и более теплостойкие детекторы на базе Si, активированного литием, для охлаждения которых достаточно теплоэлектрических холодильников. Созданы детекторы на базе теллурида кадмия и иодида ртути, работающие при комнатной температуре.

### Гамма-спектрометры

Для исследования спектра  $\gamma$ -излучения или в простейшем случае для избирательной регистрации  $\gamma$ -квантов в определенной области энергии применяют приборы, называемые  $\gamma$ -спектрометрами.

Основными частями спектрометров являются детектор, амплитуда импульсов на выходе которого пропорциональна энергии излучения, и амплитудный анализатор. Анализатор может быть интегральным (позволяет выделять и регистрировать импульсы с амплитудой выше некоторого порога) или дифференциальным (выделяет импульсы в некотором относительно узком интервале амплитуд), одно- и многоканальным.

В качестве датчиков в ядерной геофизике обычно используют сцинтилляционные счетчики со специальными марками ФЭУ и специально отобранными (спектрометрическими) образцами фосфоров, обеспечивающие относительно высокое энергетическое разрешение. Лишь для спектрометрии очень мягких  $\gamma$ -квантов, амплитуда импульсов на выходе ФЭУ для которых сопоставима с амплитудой шумовых импульсов, применяют пропорциональные счетчики. В лабораториях применяют и полупроводниковые детекторы.

## Тема 2.2. Единицы измерения, применяемые в ядерной геофизике

При работах с естественными и искусственными радиоактивными веществами приходится определять общее количество и концентрацию радиоизотопов, плотность потока заряженных частиц и нейтронов, активность вещества, дозу и мощность дозы для  $\gamma$ - и рентгеновского излучения.

Количество радиоизотопов в системе единиц СИ выражается в килограммах ( $кг$ ), а также в их производных ( $г$ ,  $мг$ ). В этих единицах обычно выражают количество долгоживущих радиоизотопов ( $U$ ,  $Ra$ ,  $Th$  и др.).

Количество  $\gamma$ -излучающего вещества выражают в миллиграмм-эквивалентах радия ( $мг-экв Ra$ ) или грамм-эквивалентах радия ( $г-экв Ra$ ). Для определения количества радиоактивного вещества в единицах  $мг-экв Ra$  в пробе ( $Q_{пр}$ ) сравнивают интенсивность  $\gamma$ -излучения исследуемой пробы ( $I_{пр}$ ) с интенсивностью  $\gamma$ -излучения равновесного эталона ( $I_{эт}$ ), содержащего известное количество радия ( $Q_{эт}$ ,  $мг Ra$ ). Тогда

$$Q_{пр} = Q_{эт} \cdot I_{пр} / I_{эт}. \quad (2.41)$$

где  $I_{пр}$ ,  $I_{эт}$  выражено в показаниях прибора ( $имп/мин$ , деления шкалы).

Очевидно, что если спектр  $\gamma$ -излучения пробы отличается от спектра  $\gamma$ -излучения радиевого эталона, то результаты определения количества радиоактивного вещества в пробе в миллиграмм-эквивалентах радия будут зависеть от спектральной чувствительности используемого детектора излучения. Чтобы уменьшить влияние на

результаты измерений разницы спектрального состава  $\gamma$ -излучения пробы и радиевого эталона, измерения  $I_{пр}$  и  $I_{эт}$  проводят с помощью воздушно-эквивалентной ионизационной камеры, стенки которой изготовлены из материала с эффективным порядковым номером, близким к эффективному порядковому номеру воздуха.

В качестве основного международного эталона для определения количества радиоактивного вещества в миллиграмм-эквивалентах радия используется эталон, изготовленный в 1911 г. М. Кюри. Эталон в момент изготовления содержал 21,99 мг химически чистого хлористого радия, герметически запаянного в ампуле. Путем сравнения с  $\gamma$ -излучением этого эталона были приготовлены вторичные эталоны, которые хранятся в Палатах мер и весов разных стран. В радиометрической практике используются точечные (или твердые) эталоны  $\gamma$ -излучения, полученные сравнением с вторичным эталоном.

Активность радиоизотопов, особенно с малой продолжительностью жизни, выражают числом распадов их атомов в секунду (*распад/сек*) или в минуту (*распад/мин*). Переход от активности вещества  $n$  (*распад/сек*) к количеству его  $Q$  (г) выполняется по формуле

$$Q = \frac{n}{\lambda} \cdot \frac{A}{6,02 \cdot 10^{23}},$$

где  $\lambda$  – константа распада радиоизотопа,  $сек^{-1}$ ;  $A$  – его атомный вес;  $6,02 \cdot 10^{23}$  – число Авогадро.

Основной (внесистемной) единицей активности является кюри. Первоначально единица кюри использовалась для характеристики количества радона: 1 *кюри* – это количество радона, находящегося в равновесии с 1 г радия; 1 *кюри* радона при нормальных условиях (760 мм рт. ст. и 0° С) занимает объем около 0,66 мм<sup>3</sup> и имеет вес  $6,6 \cdot 10^{-6}$  г. В настоящее время кюри является единицей активности любого радиоактивного препарата, естественного и искусственного.

1 *кюри* — активность радиоактивного вещества, в котором происходит  $3,7 \cdot 10^{10}$  распадов в 1 *сек*.

Переход от активности  $A_k$  в единицах кюри к активности  $n$  в распадах в секунду выполняется по формуле

$$n = 3,7 \cdot 10^{10} A_k.$$

Наряду с кюри для характеристики активности вещества предложена, но редко применяется, единица резерфорд. 1 *резерфорд* соответствует активности  $1 \cdot 10^6$  *распад/сек*.

В качестве единицы концентрации радиоактивных веществ в горных породах и других твердых веществах обычно применяется весовая концентрация, выражаемая в

процентах или в граммах радиоактивного элемента на 1 г породы или другого вмещающего вещества, например граммов урана на грамм породы, и т. д. Используется также объемная концентрация в граммах радиоэлемента на 1 л воды или другой жидкости и, реже, твердого вещества.

Концентрация радия в жидкостях и газах измеряется числом распадов в секунду на литр [*распад/(сек·л)*] и кюри на литр (*кюри/л*). Так как активность в кюри очень велика, то пользуются производной от нее единицей концентрации радона – эман:

$$1 \text{ эман} = 10^{-10} \text{ кюри/л} = 3,7 \text{ распад/(сек·л)}.$$

Концентрация торона и актинона выражается в эквивалентных эманах (*экв. эман*). Под эквивалентным эманом понимается такая концентрация короткоживущих эманаций, при которой в эманационной камере создается тот же эффект, что и при концентрации в 1 эман радона.

В бальнеологической практике концентрация эманаций обычно выражается в единицах махе (*махе, ME*):  $1 \text{ ME} = 3,64 \text{ эман}$ .

Для характеристики действия электромагнитного, т. е.  $\gamma$ - и рентгеновского, излучения на среду введены понятия единицы экспозиционной дозы  $D$ . Доза  $D$ , отнесенная ко времени  $t$ , получила название мощности дозы  $P$ .

В практике радиометрических работ применяется единица измерения дозы рентген. *Рентген* – это экспозиционная доза рентгеновского или  $\gamma$ -излучения, при которой сопряженная корпускулярная эмиссия в  $1 \text{ см}^3$  чистого сухого воздуха при  $0^\circ \text{ C}$  и  $760 \text{ мм рт. ст.}$  (вес  $1 \text{ см}^3$  воздуха при  $0^\circ \text{ C}$  и  $760 \text{ мм рт. ст.}$   $0,001293 \text{ г}$ ) образует ионы, несущие заряд в 1 электростатическую единицу количества электричества каждого знака.

Рассчитано, что мощность дозы излучения точечного радиевого эталона, содержащего 1 г Ra в равновесии с продуктами распада, на расстоянии 1 м от эталона равна  $0,91 \text{ р/ч}$  (в отсутствие фильтров на эталоне). При наличии фильтра в  $0,5 \text{ мм Pt}$  (или эквивалентного ему фильтра из другого металла) мощность экспозиционной дозы от  $\gamma$ -излучения 1 г Ra на расстоянии 1 м становится равной  $0,84 \text{ р/ч}$ ; от 1 мг Ra на расстоянии 1 м мощность дозы соответственно равна  $840 \text{ мкр/ч}$ . Эти величины, выражающие мощность дозы от известного количества радия на определенном расстоянии, называют гамма-постоянной радия  $K_{\text{Ra}}$ . Зная гамма-постоянную радия, можно рассчитать мощность дозы излучения на любом расстоянии  $r$  (м) от источника с известным содержанием радия  $Q$  (мг) или другого  $\gamma$ -излучателя (*мг-экв Ra*):

$$P = \frac{K_{\text{Ra}} Q}{r^2} \text{ мкр/ч}.$$

В практике радиометрических работ правильный термин «мощность дозы» (в *мкр/ч*) часто для краткости заменяют термином «интенсивность», хотя мощность дозы и интенсивность – понятия разные. Под интенсивностью в физике понимается поток энергии излучения, проходящий через единицу поверхности в единицу времени. Очевидно, что при разных энергиях  $\gamma$ -квантов соотношение между мощностью дозы и интенсивностью может быть различным и только для моноэнергетического  $\gamma$ -излучения мощность дозы равна интенсивности.

В практике ядерной геофизики и дозиметрических работах пользуются понятием «поток заряженных частиц или нейтронов». Поток выражается числом частиц или нейтронов, испускаемых источником в секунду (нейтрон/сек,  $\alpha$ -частиц/сек и т. д.). Иногда используется понятие плотности потока – поток через единицу поверхности (например, нейтрон/( $\text{см}^2 \cdot \text{сек}$ ) и т. д.).

### РАЗДЕЛ 3. ЛАБОРАТОРНЫЕ РАДИОМЕТРИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Содержание радиоактивных элементов в образцах горных пород при поисках, разведке и разработке месторождений, при оценке абсолютного возраста геологических объектов и решении других задач определяют химическими лабораторными, радиометрическими и радиохимическими методами. Чувствительность химического анализа достаточна для определения урана и тория и недостаточна для определения продуктов их распада. Химический анализ обладает высокой точностью, но сложен, трудоемок и малопроизводителен. Поэтому для массовых определений урана и тория его применяют редко, в основном используют в качестве контрольного метода, а также при изготовлении эталонов, необходимых при радиометрических анализах.

Радиометрический и радиохимический методы определяют искомый радиоактивный элемент по его излучению. В радиометрическом методе образец не подвергают какой-либо обработке, кроме измельчения, что удобно при оперативном применении в полевых условиях. В радиохимическом методе образец перед измерением радиоактивности проходит химическую обработку с целью повышения концентрации искомого элемента или выделения его в удобном для измерения виде. Таким образом, этот метод представляет комбинацию радиометрического анализа с некоторой химической обработкой образца. Это уменьшает помехи со стороны других радиоактивных элементов, повышает чувствительность и точность определений, которая оказывается сравнимой и даже выше точности химического анализа. Радиохимический анализ обычно используют для определения продуктов распада урана или тория, например радия и его изотопов ( $\text{AcX}$ ,  $\text{ThX}$ ).

Радиометрический анализ – основной оперативный метод определения радиоактивных изотопов при поисках, разведке и добыче радиоактивных руд. По своей точности он часто не уступает химическому анализу, будучи при этом в 4–5 раз дешевле и в 5–6 раз производительнее. При радиометрическом анализе можно регистрировать  $\alpha$ -,  $\beta$ - и  $\gamma$ -излучение. В наиболее простых случаях (определение содержания элементов одного семейства в породе с ненарушенным радиоактивным равновесием) в принципе можно регистрировать любое из этих излучений. Если радиоактивное равновесие в породе нарушено или требуется определить отдельно содержание элементов разных семейств при их совместном присутствии в породе, то применяют комплекс радиометрических методов, например  $\gamma$ - $\beta$ -анализ или же спектральный анализ излучений. К группе радиометрических методов относится также радиография, использующая фотографическое воздействие излучений на фотопластинку. Она позволяет исследовать

характер распределения радиоактивных элементов на поверхности образца, определять их концентрацию и состав.

Эффективность лабораторных анализов зависит от правильности отбора и подготовки образцов пород к исследованию. Чем неоднороднее исследуемая порода и меньше концентрация определяемого элемента, тем больше должна быть навеска пробы. Образец, подлежащий исследованию, предварительно очищают от выветрелых участков и часть его измельчают до порошкообразного состояния. Если навеска, необходимая для анализа значительно меньше массы исходной пробы, то ее систематически сокращают в процессе измельчения.

В практике геологических исследований почти исключительно используют относительный радиометрический метод, заключающийся в сравнении показаний прибора для исследуемого и эталонного образцов. Если измерения активности исследуемого образца и эталона проводят в строго идентичных условиях, то соответствующие показания прибора  $I_n$  и  $I_э$  будут пропорциональны концентрациям радиоактивного изотопа в них  $C_n$  и  $C_э$ :  $I_n / I_э = C_n / C_э$ , отсюда концентрация изотопа в пробе

$$C_n = I_n (C_э / I_э) \quad (2.1).$$

Нередко в образце присутствуют несколько семейств изотопов или изотопы одного семейства, но в неравновесных количествах. Для определения концентрации каждого из них приходится измерять несколько величин. Чаще всего используют эталоны с равновесным ураном, а концентрации радиоактивного изотопа выражают в эквивалентных единицах равновесного урана на грамм породы.

Исследуемые порошковые пробы и эталоны обычно насыпают в специальные кассеты, форма которых определяется формой детектора излучения. По соотношению между толщиной образца и длиной пробега регистрируемых частиц различают тонкий, промежуточный и толстый слой. *Тонким* для данного излучения называют слой, толщина которого значительно меньше длины пробега частиц, и потому ослабление излучения в самом образце пренебрежимо мало. *Насыщенным* называют слой, толщина которого столь велика, что дальнейшее ее увеличение не приводит к росту потока излучения через его поверхность, обращенную к детектору. Результаты измерений с насыщенными слоями не зависят от колебаний толщины образца. Толщина насыщенного слоя при исследовании урановых и ториевых руд составляет  $30 \text{ мг/см}^2$  для  $\alpha$ -излучения,  $1,5$  и  $100 \text{ г/см}^2$  для  $\beta$ - и  $\gamma$ -излучений соответственно.

Измерения насыщенным слоем обычны для  $\alpha$ - и  $\beta$ -методов. Измерения в тонких слоях проводят при малом количестве либо при очень высокой удельной активности исследуемого вещества. Используемые на практике пробы для  $\gamma$ - и иногда  $\beta$ -излучения

недонасыщенны. В этих случаях необходимо обеспечить равенство массовой толщины эталона и пробы или (что хуже) различия в их толщине учитывать с помощью поправочного коэффициента.

### Тема 3.1. Альфа, бета и гамма-методы.

**Альфа-метод.** Для регистрации  $\alpha$ -частиц используют интегральные ионизационные камеры с электрометром, импульсные ионизационные камеры, а также сцинтилляционные камеры и счетчики.

Порошковую пробу, измельченную до 30–40 мкм, насыпают на тарелочку (кассету) слоем около 1 мм и помещают внутрь ионизационной камеры, а при использовании сцинтилляционного счетчика – в светонепроницаемую камеру под сцинтиллятором на строго фиксированном расстоянии от него. Перед этим проводят компенсацию фона или измеряют его величину. Измерив интенсивность излучения образца и эталона, по формуле (2.1) рассчитывают концентрацию радиоактивных элементов в эквивалентных единицах равновесного урана. На точность  $\alpha$ -метода оказывает влияние различное соотношение плотностей активного вещества и вмещающей породы в пробе и эталоне, степень измельчения и влажность породы, эманирование пробы в процессе измерений.

Влияние первого фактора устраняют применением эталонов из характерной пробы исследуемой серии. Влияние эманирования пробы обусловлено тем, что эффективность регистрации излучения эманаций, выходящих из образца и распадающихся в объеме камеры, гораздо больше, чем вероятность регистрации  $\alpha$ -частиц, возникающих внутри образца. Влияние эманаций особенно сильно для ториевых руд, так как короткоживущий продукт распада тория – торон успевает накопиться в количествах, соответствующих радиоактивному равновесию. Для учета влияния эманаций проводят измерения при разной толщине  $h$  пробы. С увеличением толщины слоя ионизационный ток растет, так как возрастает количество эманирующей породы. По результатам измерений строят график зависимости  $I_{\text{п}} = f(h)$  и экстраполяцией его до  $h = 0$  находят значение  $I_{\text{п.о.}}$ , свободное от влияния эманирования. Влияние влажности пробы и степень ее измельчения учесть значительно труднее.

В течение некоторого времени после помещения образца в камеру наблюдается рост показаний прибора из-за накопления эманаций, причем скорость роста определяется периодом полураспада эманаций. На этом основано использование  $\alpha$ -метода для определения природы радиоактивности. Для пробы с торием показания растут в течение 6-7 мин (6-8 периодов полураспада торона), а для пробы с ураном – 25-30 с (период

полураспада актинона 3,9 с, а влияние радона из-за его большого периода полураспада вовсе не ощущается).

Для отдельного определения содержания отдельных  $\alpha$ -излучателей с помощью импульсной ионизационной камеры изучают  $\alpha$ -спектры в тонких слоях.

**Бета-метод** – основной метод определения содержания урана или тория в простых равновесных рудах или суммарной радиоактивности в единицах равновесного урана. В комплексе с  $\gamma$ -методом его используют для отдельного определения содержания урана, тория и калия в равновесной или урана и радия в неравновесной руде. Бета-излучение регистрируют цилиндрическими или торцевыми счетчиками Гейгера-Мюллера, а также сцинтилляционными счетчиками. Пробу и  $\beta$ -счетчик для снижения фона помещают внутри свинцового домика.

Основными преимуществами  $\beta$ -метода, связанными с большой проникающей способностью  $\beta$ -частиц, являются: менее жесткие требования к измельчению породы (примерно 1 мм); независимость результатов от влажности пробы; значительно меньшее влияние эманирования образцов, поскольку образец находится вне рабочего объема детектора и выделяющиеся эманации не могут попасть внутрь индикатора. Правда,  $\beta$ -активность пробы уменьшается за счет потери части  $\beta$ -излучателей, но, поскольку  $\beta$ -активность всех продуктов распада радона составляет лишь 50 % от  $\beta$ -активности равновесной руды, уменьшение активности за счет потери эманаций не превышает половины коэффициента эманирования пробы.

Для отдельного определения содержания изотопов с различной энергией  $\beta$ -частиц можно провести спектрометрию  $\beta$ -излучения с последующим решением уравнений типа (2.3). При этом применяют сцинтилляционные спектрометры или используют поглощение более мягкого излучения в экранах соответствующей толщины.

**Гамма-метод.** Для регистрации  $\gamma$ -излучения используют в основном сцинтилляционные счетчики. Так как насыщенного слоя для  $\gamma$ -лучей добиться практически невозможно, необходимо выдерживать равенство масс эталона и пробы. При нарушении этого условия разницу в массе пробы и эталона учитывают использованием вместо выражения (2.1) формулы

$$C_{\text{п}} = \frac{m_{\text{э}}}{m_{\text{п}}} \frac{I_{\text{п}}}{I_{\text{э}}} C_{\text{э}} \quad (2.2).$$

где  $m_{\text{э}}$ ,  $m_{\text{п}}$  – массы эталона и пробы соответственно.

На результаты  $\gamma$ -анализа урановых руд сильно влияет нарушение радиоактивного равновесия и эманирование проб, так как основное  $\gamma$ -излучение в урановом семействе (98 %) приходится на продукты распада радона RaB и RaC. Исходя из этого, в качестве

самостоятельного  $\gamma$ -метод используют редко, преимущественно для исследования проб, содержащих только радий. Вместе с тем этот метод широко применяется в комплексе с  $\beta$ -методом для исследования неравновесных и комплексных руд. Кроме того, он является единственным методом анализа недробленных проб большой массы. Для такого анализа используют датчик в виде конической емкости с двойными стенками, между которыми расположены счетчики  $\gamma$ -излучения. Анализируемую пробу одинаковой массы с эталоном засыпают в конус, образованный внутренними стенками. Эталон готовят из сцементированной равновесной руды в виде усеченного конуса массой 3-5 кг, соответствующего форме емкости датчика.

**Комплексным  $\beta$ - $\gamma$ -методом** определяют содержание урана и радия в образцах пород и руд с нарушенным радиоактивным равновесием или уран и торий в равновесной уран-ториевой руде. Его применение для определения урана в неравновесных рудах основано на различном распределении  $\gamma$ - и  $\beta$ -излучателей в семействе урана. Бета-излучатели распределены между радиоактивными элементами от урана до радия и от радия до  $^{206}\text{Pb}$  примерно поровну, основная масса  $\gamma$ -излучателей приурочена к последней половине ряда.

Поскольку нарушение радиоактивного равновесия в семействе  $^{238}\text{U}$  обычно связано с выносом или привносом радия, равновесие между ураном и его продуктами распада до радия, как правило, сохраняется. Из-за малого в геологических масштабах периода полураспада радия для него обычно также наблюдается равновесие со своими продуктами распада. Поэтому радий со своими продуктами распада и уран в равновесии со своими остальными продуктами распада можно рассматривать как две самостоятельные компоненты руды и записать следующее уравнение для интенсивности  $\beta$ - и  $\gamma$ -излучения образца:

$$I_{\beta} = a_{\beta}C_{\text{U}} + b_{\beta}C_{\text{Ra}}, \quad I_{\gamma} = a_{\gamma}C_{\text{U}} + b_{\gamma}C_{\text{Ra}}, \quad (2.3)$$

где  $C_{\text{U}}$ ,  $C_{\text{Ra}}$  – концентрации урана и радия в пробе;  $a_{\beta}$ ,  $a_{\gamma}$  – интенсивности  $\beta$ - и  $\gamma$ -излучения для образца с единичной концентрацией урана (без радия);  $b_{\beta}$ ,  $b_{\gamma}$  – то же для единичной концентрации радия.

Обычно содержание урана выражают в процентах, радия – в эквивалентных процентах равновесного урана. Часто интенсивности  $I_{\beta}$  и  $I_{\gamma}$  также выражают в эквивалентных процентах урана, т. е. они по существу представляют значения  $C_{\text{п}}$ , определенные по формуле (2.2) с использованием в качестве эталона равновесной урановой руды:  $I_{\beta} = C_{\text{п}\beta}$ ;  $I_{\gamma} = C_{\text{п}\gamma}$ . Тогда, очевидно,  $b_{\beta} = 1 - a_{\beta}$ ;  $b_{\gamma} = 1 - a_{\gamma}$ .

Коэффициенты  $a$  и  $b$  определяют по результатам измерений интенсивности  $\beta$ - и  $\gamma$ -излучений равновесного уранового эталона и эталона с резко нарушенным

радиоактивным равновесием. В качестве такового обычно применяют соединение урана  $U_3O_8$ , лишенное радия.

Концентрацию радия при решении уравнений (2.3) определяют с некоторой погрешностью, обусловленной эманацией образца. Чтобы получить истинную концентрацию радия, к ее значению, полученному при решении системы уравнений (2.3), прибавляют поправку  $\Delta C_{Ra}$ , которую определяют по результатам измерений  $\beta$ - и  $\gamma$ -активности пробы в открытом состоянии и после ее герметизации и выдержки в течение 3-5 дней.

Если равновесие между ураном и радием в руде не нарушено, то комплексный  $\beta$ - и  $\gamma$ -метод позволяет отдельно определять уран и торий в уран-ториевых рудах. Для равновесной уран-ториевой руды с учетом выражений (2.3) можно составить систему уравнений

$$I_{\beta} = C_U + aC_{Th}, I_{\gamma} = C_U + bC_{Th}, \quad (2.4)$$

где  $C_U$ ,  $C_{Th}$  – концентрации урана и тория в пробе (в %);  $a$ ,  $b$  – урановые эквиваленты тория по  $\beta$ - и  $\gamma$ -излучению. Такая методика определения урана и тория основана на значительном различии урановых эквивалентов тория по  $\beta$ -излучению. Например, для счетчиков Гейгера типа СТС-6 значения  $a$  и  $b$  составляют 0,19 и 0,43 соответственно.

### Тема 3.2. Многокомпонентный $\gamma$ -спектральный анализ.

Комплексный  $\beta$ - $\gamma$ -метод пригоден для анализа руд, содержащих два радиоактивных компонента, соотношение  $\beta$ - и  $\gamma$ -активностей для которых существенно различно. В противном случае уравнения типа (2.3), (2.4) оказываются слабообоснованными. Если это условие не выполняется или число независимых компонентов больше двух, то прибегают к  $\gamma$ -спектральному методу, т. е. регистрации  $\gamma$ -квантов в нескольких (по числу независимых компонентов) интервалах энергий. Если какие-либо два радиоактивных компонента существенно различаются по соотношению  $\beta$ - и  $\gamma$ -активности, то измерение  $\gamma$ -квантов в одном из интервалов энергии можно заменить на измерения  $\beta$ -активности образца.

Наиболее сложен случай четырехкомпонентной пробы, когда активности  $K$  и семейств  $U$  и  $Th$  близки, а состояние радиоактивного равновесия между  $U$  и  $Ra$  неизвестно. Здесь необходимо определить содержание четырех групп изотопов: урана с продуктами распада до радия включительно; радия с продуктами распада; тория с продуктами распада; калия. Содержание этих компонентов обозначим соответственно  $C_U$ ,

$C_{Ra}$ ,  $C_{Th}$ ,  $C_K$ . Измерения  $\gamma$ -излучения в четырех энергетических интервалах ( $E_i$ ,  $E_i + \Delta E_i$ ,  $i = 1, 2, 3, 4$ ) дают четыре уравнения:

$$I_i = a_i C_U + b_i C_{Ra} + c_i C_{Th} + d_i C_K, \quad (2.5)$$

где  $I_i$  – измеряемая интенсивность излучения пробы в  $i$ -м канале, т. е. в интервале энергии ( $E_i$ ,  $E_i + \Delta E_i$ );  $a_i$ ,  $b_i$ ,  $c_i$ ,  $d_i$  – то же для эталонов, содержащих лишь один из компонентов (соответственно U, Ra, Th и K), причем с единичной концентрацией.

Чтобы система уравнений (2.5) обеспечивала надежное определение компонентов, значения энергии излучения  $E_i$  для отдельных каналов необходимо выбрать равными энергии одной из наиболее интенсивных линий каждого компонента, например, энергия  $E_1$  должна соответствовать энергии интенсивной линии урана,  $E_2$  – радия,  $E_3$  – тория и  $E_4$  – калия. Наиболее интенсивные линии для изотопов семейств тория: 0,24; 0,34; 0,58; 0,9 и 2,62 МэВ; для продуктов распада радия – 0,35; 0,6; 1,1; 1,76 МэВ. Излучение калия имеет энергию 1,46 МэВ, а наиболее интенсивная линия в общем слабого излучения урана имеет энергию 0,093 МэВ. Таким образом,  $E_1 = 0,093$ ;  $E_4 = 1,46$  МэВ, а значения  $E_2$  и  $E_3$  могут быть выбраны из перечисленных интенсивных линий радия и тория. В одной из промышленных методик, разработанных С. Л. Якубовичем и др., принята, например, регистрация в интервалах:  $E_1 = 0,09 \div 0,11$ ;  $E_2 = 0,32 \div 0,38$ ;  $E_3 = 0,22 \div 0,26$ ;  $E_4 = 1,4 \div 1,5$  МэВ.

Нередко измерения  $\gamma$ -излучения в одном из каналов заменяют регистрацией  $\beta$ -излучения. Чаще всего исключают измерения  $\gamma$ -излучения в урановом канале (0,093 МэВ), поскольку интенсивность излучения урана мала и точность его определения по  $\gamma$ -излучению оказывается низкой.

Аналогичен подход и к анализу трехкомпонентных систем, например для определения U, Th и Ra в ураноториевой руде с нарушенным равновесием или для определения U, Th и K, когда уран и радий находятся в радиоактивном равновесии. Применяя вместо многоканального  $\gamma$ -спектрометра более простой одноканальный, часто при анализе трехкомпонентной системы взамен двух дифференциальных каналов регистрируют общее  $\gamma$ - и общее  $\beta$ -излучение. Возможно сочетание и других измерений, например, регистрация общего  $\gamma$ -излучения, общего  $\beta$ -излучения и жесткой составляющей  $\gamma$ -излучения.

Для определения коэффициентов  $a_i$ ,  $b_i$ ,  $c_i$ ,  $d_i$  системы уравнений (2.5) проводят измерения с четырьмя эталонными образцами с известным (и существенно различным) содержанием U, Th, Ra и K.

### Тема 3.3. Радиохимический метод.

**Радиохимический метод** определения изотопов радия обычно использует регистрацию  $\alpha$ -излучения их эманаций. Весь радий и его изотопы, содержащиеся в образце, предварительно переводят в растворимое состояние с помощью специальных химических реакций. Для выделения радия из раствора используют способ соосаждения с кристаллическими осадками  $BaSO_4$ . Осадок сернокислого бария, несущего в себе и сернокислый радий, получают добавлением хлористого бария в пробу при его сплавлении, а после фильтрации образовавшегося раствора – серной кислоты. Выпавший осадок фильтруют, промывают и путем сплавления его с содой и последующего растворения в соляной кислоте переводят в раствор хлористого бария, несущий в себе также радий и его изотопы в виде хлористого радия. Этот раствор, помещаемый в барботер, и является объектом дальнейшего изучения. Из-за малого периода полураспада  $ThX$  определение его концентрации в растворе по активности образующегося торона проводят в первую очередь.

С учетом малого периода полураспада торона (54,6 с) измерение его активности проводят при непрерывной продувке через камеру воздушной струи, прошедшей перед этим через барботер с исследуемым раствором и увлекающей с собой образующийся в нем торон. Для этого используют установку, приведенную на рис. 53(9), а. Торон, непрерывно образующийся в барботере 1, увлекается воздушным потоком, создаваемым воздуходувкой или грушей, и последовательно проходит через дополнительный объем (промывалку) 2, сушилку 3 и ионизационную (или сцинтилляционную) камеру 4. Промывалка 2 настолько удлиняет время прохождения струи из барботера в камеру 4, что короткоживущий актион ( $T = 3,93$  с) за это время практически полностью распадается. Реометр 5 контролирует постоянство скорости воздушной струи, а балластный сосуд 6, включенный непосредственно после воздуходувки, сглаживает пульсацию потока.

Показания камеры зависят от её объемов и системы между пробой и камерой, а также от скорости потока. С учетом этого при исследовании с пробой и эталонным раствором необходимо добиваться одной и той же объемной скорости потока. Должны быть одинаковы и другие условия измерений, например размер барботера и объем раствора. Эталон равновесной соли тория для эманационных определений торона готовят растворением равновесных ториевых минералов и выпускают в запаянных ампулах.

Определяемое по формуле (2.1) содержание  $ThX$  в образце с помощью основного закона радиоактивного распада пересчитывают на момент отделения осадка  $BaSO_4$ . Этой поправкой можно пренебречь, если измерения проведены в течение 2-3 ч после отделения

осадка с радием. Так как период полураспада самого долгоживущего продукта распада тория ( $M_sThI$ ) относительно мал (6, 7 лет), в ториевом ряду в природе почти наверняка существует равновесие и потому содержание  $ThX$  можно использовать для расчета  $Th$ . Чувствительность метода при использовании высокочувствительных сцинтилляционных камер не менее  $10^{-5}$  г  $Th$ .

Относительно большой период полураспада (3,85 дня) обуславливает несколько иной порядок определения радона. После продувки воздуха через раствор с целью удаления всего накопившегося радона барботер запаивают и оставляют на несколько дней для накопления радона. Для измерения количества накопившегося радона собирают установку, приведенную на рис. 53, б. После этого в ионизационной камере создают вакуум при закрытом кране 7. Далее под резиновой трубкой обламывают конец барботера 1, осторожно приоткрывают кран и выпускают воздух из барботера в камеру. Для достаточно полного перевода радона в камеру отношение объемов камеры и барботера должно быть возможно большим. Если этого нельзя добиться, то применяют циркуляционный способ перевода радона в камеру (рис. 53, в), создавая циркуляцию воздуха с помощью груши 8. Этим достигают равномерное распределение радона в системе, и в камеру попадает часть радона, равная отношению объема камеры к объему всей системы.

После введения радона в камеру его  $\alpha$ -активность в течение 3-4 ч растет вследствие накопления короткоживущих продуктов распада. Далее начинается слабый спад из-за распада самого радона. Поэтому измерения образца и эталона вакуумным способом проводят через одно и то же время после впуска радона в камеру. Расчет содержания радона упрощается, если при измерении с пробой и эталоном выдерживать одинаковыми время накопления радона в барботере и другие условия измерения. При этом для определения можно воспользоваться формулой (2.1). Если для пробы и эталона различаются время накопления радона в запаянном барботере или время, прошедшее с момента введения радона в камеру до измерения, то вводят поправку по специальным таблицам. В качестве эталона используют выпускаемые в ампулах растворы соли радия, содержащие примерно  $10^{-10}$ – $10^{-8}$  г  $Ra$ .

#### Тема 3.4. Перлово-люминесцентный метод.

**Перлово-люминесцентный метод** определения урана, относящийся уже к числу не радиометрических, а химико-аналитических, широко используют для анализа проб с низким содержанием урана ( $10^{-3}$ – $10^{-4}$  %), отбираемых при геохимической съемке. Он основан на способности некоторых веществ, активированных небольшим количеством соединений урана, люминесцировать под ультрафиолетовым облучением. Чаще всего

используют фтористый натрий. Интенсивность его свечения при молекулярной концентрации U менее  $5 \cdot 10^{-4}$  (атом урана на 2000 молекул фтористого натрия) оказывается пропорциональной содержанию U. Исследуемый образец растирают, прокаливают для разложения органических веществ, которые могут вызвать люминесценцию, и подвергают обработке в растворе кислот или щелочей с целью перевода в раствор урана. Процесс химической обработки должен, кроме того, обеспечить максимально возможное отделение урана от элементов и соединений – гасителей люминесценции. Один из основных гасителей люминесценции – железо – удаляют путем его осаждения при добавлении в исследуемый раствор насыщенного раствора углекислого натрия.

Сплавляя химически чистый NaF на ушке платиновой проволоки, изготавливают перлы одинакового объема и массы ( $5 \pm 0,3$  мг). Остывший перл несколько раз погружают в раствор исследуемой пробы. После каждого погружения перл просушивают на спиртовке. При этом получают твердый раствор уранил-иона с фтором ( $[UO_2]F_2$ ) в NaF. Интенсивность люминесценции активированных перлов измеряют люминесцентным фотометром. Фотометры градуируют с помощью эталонных перлов с известным содержанием урана, идентичных по массе и габаритам исследуемым. По данным эталонирования строят график зависимости показаний фотометра от концентрации урана.

Результаты перлово-люминесцентного анализа могут быть несколько (до 10-15 %) занижены из-за неполного перевода урана в раствор при использованном способе химической обработки пробы, а также из-за присутствия в пробе других гасителей люминесценции, кроме железа.

### **Тема 3.5. Радиографический метод.**

**Радиографический метод** используют для изучения характера распределения радиоактивных элементов в горных породах. Если на плоскую полированную поверхность горной породы положить эмульсионный слой фотографической пленки (пластинки), то воздействие радиоактивных излучений на чувствительный слой фотопленки образует скрытое фотографическое изображение, соответствующее распределению радиоактивных элементов в породе. На проявленной фотопленке участкам образца, обогащенным радиоактивными элементами, соответствует почернение. Степень почернения, определяемая визуально или фотометрическим способом, пропорциональна интенсивности радиоактивного излучения.

Кроме описанной визуальной (макро) радиографии применяют также следовую (микро) радиографию ( $\alpha$ -радиография), заключающуюся в подсчете под микроскопом числа треков  $\alpha$ -частиц и измерении их длины. Ее преимущество – высокая

чувствительность и возможность количественной оценки радиоактивности, обусловленные поштучным подсчетом треков. Форма и длина треков, кроме того, позволяют определять природу и нижний предел энергии частиц, а отсюда в определенной степени судить о природе радиоактивных элементов.

Для микрорадиографии применяют специальные фотопленки с толстой (до 100 мкм и более) высокочувствительной и микрозернистой (менее 0,2-0,3 мкм) «ядерной» эмульсией. Для определения активности сравнивают число следов на единице площади образца с плотностью следов для минералов-эталонов. В качестве эталона используют любой однородный по составу минерал, содержание урана в котором известно.

Радиографический метод, основанный на подсчете числа треков, образующихся под действием осколков деления урана, называют *f-радиографией*. Период полураспада спонтанного деления у тория значительно больше, чем у урана. Поэтому треки от деления тория составляют приблизительно малую часть треков деления урана. Поскольку кинетическая энергия осколков деления велика (от 30 до 105 МэВ), они вызывают гораздо большие нарушения в кристаллической решетке минералов, чем  $\alpha$ -частица. Диаметр проплавленной зоны *f*-треков 5-10 нм, длина 5-20 мкм. Вокруг этой зоны располагается еще бóльшая зона нарушений кристаллической решетки, которые видны под электронным микроскопом. Чтобы треки были видны в оптический микроскоп, минерал подвергают травлению. Эти треки от других дефектов кристалла отличаются прямолинейной формой, определенной длиной и беспорядочным распределением направлений.

Поскольку при нагревании треки залечиваются, плотность треков в минералах пропорциональна произведению концентрации урана на время, прошедшее с момента остывания магмы или последнего термального метаморфизма. Современную концентрацию урана в минерале можно определить по плотности новых (индуцированных) треков, образующихся в нем (или в прижатой к нему полимерной пленке) при облучении тепловыми нейтронами в ядерном реакторе.

Преимущество метода – в возможности анализа очень малых образцов ( $n \cdot 10^{-4}$  г). Изучая отношение плотности естественных и индуцированных треков, можно определить области выноса или привноса урана в недалеком прошлом (последние  $10^5$  лет).

### Тема 3.6. Эманационные методы

Эманационные методы применяются для определения количества и концентрации изотопов радона, коэффициентов эманирования по радону, торону и актинону, а также содержания материнских изотопов при условии существования равновесия между материнскими и дочерними веществами.

В эманационных методах используют ионизационный и импульсный (сцинтилляционный) методы измерения. В качестве измерительных приборов в ионизационном методе применяют электроскопы или электрометры различной конструкции, являющиеся иногда составной частью специально изготовленных для эманационных измерений установок (СГ-11). В импульсных методах используют сцинтилляционные импульсные камеры (ЭМ-6, РАЛ). Применение импульсного метода повышает чувствительность и точность измерений, а методика работ и решаемые задачи те же, что и в ионизационном методе.

Применение сцинтилляционного метода при измерении малых количеств изотопов радона наиболее перспективно в силу простоты устройства аппаратуры и надежности ее эксплуатации. Из-за различия в физических свойствах изотопов радона техника измерения их несколько различна, и поэтому в методах измерения концентрации изотопов радона выделяются радоновый, тороновый и актиноновый методы.

**Радоновый метод.** Концентрацию радона, введенного в эманационную камеру, определяют по величине тока насыщения или числу зарегистрированных в единицу времени  $\alpha$ -частиц от радона и продуктов его распада. На практике измерение радона, как правило, производят по сравнению с эталоном. В качестве эталона применяют растворы солей радия, содержащие  $10^{-8}$ – $10^{-10}$  Ra, помещенные в специальные сосуды – барботеры. Методика измерений аналогична описанной в радиохимическом методе.

Радоновый метод используется для определения содержания радона в пробах газа, радона и радия в пробах жидкостей, а также при исследовании эманирования проб. Газовыми пробами, в которых определяют содержание радона, служит атмосферный воздух (определение радона в пробах почвенного воздуха рассматривается в полевом эманационном методе). Пробы газа могут отбираться либо непосредственно в эманационные камеры вакуумным способом или способом протягивания, либо предварительно в резиновые камеры. Отбор в резиновые камеры применяется при определении концентрации радона в воздухе горных выработок.

Результаты определения концентрации радона в жидкостях получаются наиболее точными, если исследуемую жидкость помещают в такую же промывалку, как и эталон, и используют вакуумный способ введения радона. При значительном объеме исследуемой жидкости (отношение объема эманационной камеры к объему сосуда с жидкостью не превышает 10-20) применяют способ введения радона в камеру (предложенный Е.С. Щепотьевой), обеспечивающий полное деземанирование раствора. Он заключается в том, что промывалку с исследуемой жидкостью присоединяют к предварительно откачанной

камере и пропускание струи воздуха через пробу чередуют с периодическим ее встряхиванием.

Содержание радона в сильно газированных водах целесообразно определять с вакуумным способом введения радона в эманационную камеру. При применении циркуляционного способа во избежание потери радона необходимо предварительно откачать часть воздуха из камеры. Особенно это важно при определениях радона в водах минерализованных источников.

Содержание радона в очень больших объемах жидкости определяется при циркуляционном способе введения радона в эманационную камеру. В этом случае при измерении сильно минерализованных вод или жидкостей со значительным коэффициентом растворимости радона для повышения точности при эталонировании в схему включают дополнительную промывалку с жидкостью того же состава.

Измерение проб производят в тот же интервал времени после введения радона, что и эталонирование прибора. В противном случае пользуются специальными таблицами, по которым получают переводный коэффициент для приведения результатов измерения пробы к интервалу времени эталонирования. Использование трехчасового тока или скорости счета, соответствующей равновесию радона с короткоживущими продуктами распада, при эталонировании и измерении проб повышает чувствительность и точность метода. В этом режиме целесообразно проводить определения низких содержаний радона.

Количество радона, содержащегося в исследуемой пробе газа или жидкости, вычисляют умножением величины измеренного ионизационного тока или скорости счета на коэффициент эталонирования.

Содержание радия в жидких пробах (водах) определяют по накопленному радону. Отобранную пробу вначале тщательно продувают воздухом для удаления свободного радона, а затем герметически закрывают и ставят на накопление его из радия. Время накопления может меняться от нескольких дней до 3-4 недель. Накопившийся радон вакуумным или циркуляционным способом переводят в эманационную камеру и измеряют ионизационный ток или скорость счета. Количество радия вычисляют по формуле.

Если проба представляет собой раствор определенного количества твердого вещества, то, разделив полученное количество радия в граммах на вес этого вещества  $m$  в граммах, определяют концентрацию радия в исследуемой пробе в граммах на грамм:

*Определение коэффициента эманирования минералов, пород и руд.* В зависимости от целей и задач исследования пробу берут либо в виде штуфа соответствующего размера,

либо в виде порошка соответствующей крупности. Вес пробы может меняться от долей грамма до нескольких сот граммов.

Пробу помещают в специальный сосуд, размеры и форма которого определяются состоянием и размером пробы. В сосуде пробу тщательно продувают чистым воздухом и ставят на накопление радона. Накопившийся радон переводят в эманационную камеру вакуумным способом. При этом отношение объемов сосуда для накапливания радона и эманационной камеры должно быть не меньше 1:10. Объем пробы не должен превышать половины объема сосуда. Время накопления радона может меняться от нескольких часов до 3-4 недель (как правило, 3-5 суток).

Коэффициент эманирования вычисляют по формуле. Необходимое для вычисления коэффициента содержание радия определяют с помощью радиохимических анализов или по бета- гамма-измерению проб.

Эманационный метод определения коэффициента эманирования характеризуется большей чувствительностью, чем гамма-метод.

**Тороновый и актиноновый методы.** Короткоживущие эманации – торон и актинон – в отличие от радона определяют в условиях непрерывного поступления их в эманационную камеру.

Тороновый и актиноновый эманационные методы используются для определения концентрации торона в пробах газа, определения ThX и AcX (и равновесных с ними Th и Ac или  $U^{235}$ ), коэффициентов эманирования пород, руд и минералов по торону и актинону. При определении торона в пробах газа применяется метод, основанный на эталонировании прибора жидким эталоном радия, или, в некоторых случаях, расчетный метод. Количество торона в *кюри* по измеренному току или скорости счета рассчитывают по формуле.

Определение ThX и AcX по равновесным торону и актинону также проводится по методу непрерывного пропускания воздуха через эманационную камеру. Величина излучения, создаваемого в камере содержащимся в проходящей струе воздуха тороном и актиноном, зависит от скорости воздушной струи. Измерения проводят при скоростях воздушной струи, несколько больших максимально значимой, чтобы уменьшить влияние колебаний в скорости на величину измеряемого излучения.

Определение ThX и AcX по торону и актинону в растворах пород и руд производится сравнительным методом с эталоном. Пробу и эталон помещают в промывалки-барботеры, и при этом создаются одинаковые условия измерения пробы и эталона. При одновременном содержании в растворах урана и тория для отдельного определения торона и актинона производят два измерения.

Вначале измеряют суммарную величину излучения, обусловленную торонем и актиноном. При втором измерении в схему включают дополнительный сосуд, при прохождении через который весь актинон практически полностью распадается.

Из полученных двух результатов измерений вычисляются значения излучений, обусловленные торонем и актиноном.

В качестве эталонов в тороновом и актиноновом методах используются соответственно жидкий раствор тория, содержащий от 1 до 10 мг Th, и жидкий раствор уранового минерала, содержащий около 10 мг U.

При определении коэффициентов эманирования по торону и актинону количество выделяемых пробой торона и актинона также измеряется в проходящей струе.

#### РАЗДЕЛ 4. ЯДЕРНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ

Одна из задач геологии – геохронология, т. е. определение возраста Земли и составляющих ее горных пород. Среди процессов макромира не удалось подобрать природный процесс, который позволил бы точно отсчитывать геологическое время. Возрастное деление на эры, периоды, эпохи и т. д. по палеонтологическим данным дает представление лишь о последовательности отдельных промежутков времени в истории Земли и не освещает их продолжительность. Отсутствие ископаемых остатков в изверженных породах и в большинстве метаморфических пород, а также наличие огромных «немых» толщ в осадочных отложениях делают невозможным или затрудняют определение даже последовательности их образования (определение относительного возраста). Отмеченные недостатки отсутствуют у ядерной геохронологии, т. е. радиогеологического способа определения абсолютного возраста горных пород и оценки возраста Земли в целом.

Возраст Земли интересовал ученых с начала зарождения естественных наук. Первые научно обоснованные попытки такого определения относятся к XVIII веку, когда французский естествоиспытатель Ж. Бюффон предложил использовать для вычисления возраста Земли процесс ее остывания, исходя из выдвинутой им гипотезы о том, что Земля есть осколок Солнца, отделившийся от него в результате столкновения с каким-то космическим телом. Вычисленный им возраст составил 82 тыс. лет. Аналогичные расчеты известного английского ученого У. Кельвина, проведенные в то же время, дали возраст около 20 млн. лет.

В дальнейшем для расчета возраста Земли использовали соотношение общего содержания солей в океанической воде к количеству солей, ежегодно выносимых в океан речными водами; сведения о скорости образования морских отложений, с одной стороны, и об общей мощности осадочных пород, образовавшихся за время существования Земли, – с другой. Предпринимались попытки подсчитать возраст Земли по количеству карбонатных пород, исходя из количества углекислоты, образующейся на Земле за счет выделения ее вулканами, при дыхании животных и растений, при горении угля, нефти, дерева и т. п. Главный недостаток всех этих, а также и других подобных им геологических способов расчета возраста Земли заключается в том, что они основаны на процессах, скорость протекания которых на протяжении геологической истории не оставалась постоянной.

Радиологические методы свободны от указанного недостатка, так как радиоактивный распад элементов, как правило, протекает с постоянной скоростью, не зависящей от окружающих физико-химических условий. Для  $\alpha$ - и  $\beta$ -активности это

подтверждается специальными исследованиями при изменении температуры от  $-270$  до  $7000$  °C, а давления до нескольких десятков тысяч мегапаскалей, увеличении ускорения силы тяжести в  $20000$  раз, создании сильных электрических и магнитных полей и облучении интенсивными источниками излучений.

Правда, на скорость  $K$ -захвата могут влиять природные явления, затрагивающие электронные оболочки атомов. Например, постоянная распада  ${}^7\text{Be}$ , когда он входит в состав  $\text{BeO}$ , на  $0,14$  % больше, чем тогда, когда он входит в  $\text{BeF}_2$ . Увеличением давления до  $10^4$  МПа удалось повысить постоянную распада технеция ( ${}^{99}\text{Tc}$ ) на  $0,025$  %. Однако для  ${}^{40}\text{K}$  не отмечено заметного влияния подобных факторов. Об этом судят, например, по соотношению концентраций  ${}^{39}\text{K}$ ,  ${}^{40}\text{K}$ ,  ${}^{41}\text{K}$  в самых разнообразных образцах метеоритов, древних и молодых изверженных пород и т. д.

Сущность радиологических способов определения возраста сводится к следующему. Пусть при образовании минералов, слагающих горные породы, в них входит  $N_0$  ядер некоторого радиоактивного элемента. Если за период жизни минерала радиоактивный элемент не выносился из него и не поступал в него из окружающей среды, то соотношение его начального  $N_0$  и современного  $N$  содержания зависит лишь от постоянной распада изотопа  $\lambda$  и времени  $t$ , прошедшего с момента образования минерала. Конечное содержание  $N$  радиоактивного элемента определяется химическим или радиохимическим анализом. О начальном содержании  $N_0$  судят по количеству накопившегося в породе стабильного изотопа  $N_{\text{ст}}$ , являющегося конечным продуктом распада данного радиоактивного элемента:  $N_0 = N + N_{\text{ст}}$ . Подставляя это выражение в формулу радиоактивного распада, легко найти основное соотношение для вычисления возраста

$$N_{\text{ст}} = N (e^{\lambda t} - 1), \quad (2.6)$$

$$\text{или } (N + N_{\text{ст}}) / N = e^{\lambda t}.$$

После логарифмирования последнего уравнения получим

$$t = \ln [1 + N_{\text{ст}} / N] / \lambda. \quad (2.7)$$

Радиоактивный элемент и его стабильный продукт распада можно применить для определения возраста пород, если накопление последнего за определенное время не слишком мало по сравнению с его геохимическим фоном. Это условие удовлетворяется лишь для следующих пар, составляющих меньшую часть всех природных:  ${}^{14}\text{C} \rightarrow {}^{14}\text{N}$ ;  ${}^{40}\text{K} \rightarrow {}^{40}\text{Ar}$ ;  ${}^{40}\text{Ca}$ ;  ${}^{87}\text{Rb} \rightarrow {}^{87}\text{Sr}$ ;  ${}^{187}\text{Re} \rightarrow {}^{187}\text{Os}$ ;  ${}^{232}\text{Th} \rightarrow {}^{208}\text{Pb}$ ,  ${}^4\text{He}$ ;  ${}^{235}\text{U} \rightarrow {}^{207}\text{Pb}$ ,  ${}^4\text{He}$ ;  ${}^{238}\text{U} \rightarrow {}^{206}\text{Pb}$ ,  ${}^4\text{He}$ . Оно также выполняется при подсчете треков  $\alpha$ - или  $f$ -радиографии.

Первые методы определения абсолютного возраста древних систем были основаны на распаде урана, актиноурана и тория:

$^{238}\text{U} \rightarrow 8^4\text{He} + ^{206}\text{Pb}$ ;  $^{235}\text{U} \rightarrow 7^4\text{He} + ^{207}\text{Pb}$ ;  $\text{Th} \rightarrow 6^4\text{He} + ^{208}\text{Pb}$ . В результате этих реакций образуются гелий и изотопы свинца. В зависимости от того, по какому из указанных конечных продуктов распада определяют возраст пород, метод соответственно называют свинцовым или гелиевым, а возраст, вычисленный при его помощи, свинцовым или гелиевым.

На распаде радиоактивного изотопа калия  $^{40}\text{K} \rightarrow ^{40}\text{Ca}$ ;  $^{40}\text{K} \rightarrow ^{40}\text{Ar}$  основаны кальциевый и калий-аргоновый методы, на распаде изотопа рубидия  $^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr}$  – стронциевый метод, на самопроизвольном делении урана  $^{238}_{92}\text{U} \rightarrow ^{54}\text{Xe} + ^{38}\text{Sr} + n$  – ксеноновый метод, на распаде радиоактивного изотопа углерода  $^{14}\text{C} \rightarrow ^{14}\text{N}$  – радиоуглеродный метод. Возможно использование и ряда других радиоактивных изотопов элементов.

Пригодность того или иного радиоактивного элемента для оценки возраста определяется также его периодом полураспада. При определении возраста молодых пород использование радиоактивных элементов с большими периодами полураспада нецелесообразно, так как количество продуктов распада этого элемента будет недостаточно для точного их измерения. Наоборот, при определении возраста древних пород невозможно использовать радиоактивные элементы с малыми периодами полураспада, потому что за время существования таких пород эти элементы практически полностью распадаются. Грубо можно считать, что область применимости любого радиологического метода оценки возраста охватывает примерно от 0,1 до 10 периодов полураспада с момента образования замкнутой системы.

Минералы, возраст которых определяют, должны отвечать условию сохранности в них радиоактивных элементов и продуктов распада на протяжении всего времени существования. Требуется также, чтобы в них в момент образования отсутствовали стабильные продукты распада радиоэлемента, по которому устанавливают возраст, либо существовал способ определения их начального содержания. Важным требованием к минералам является достаточно большое содержание в них радиоактивного элемента и конечного продукта распада, необходимое для точных измерений. Эти требования, как правило, соблюдаются только для хорошо сохранившихся минералов, не подвергавшихся выветриванию.

Окончательное формирование минералов, пригодных для определения возраста, приурочено преимущественно к процессу кристаллической дифференциации магмы, т. е. моменту формирования изверженных пород. Именно для этих пород применяют большинство радиологических методов определения возраста (свинцовый, гелиевый, калий-аргоновый, стронциевый).

Возраст минералов, пригодных для определений, в осадочных горных породах чаще всего не идентичен возрасту данной породы, а характеризует возраст материнских толщ, из которых эти минералы были вынесены в процессе денудации. В некоторых случаях данную задачу решают методами, базирующимися, на изучении изотопного состава элементов, являющихся продуктами радиоактивного распада: свинца, стронция и др., а также по осадочным минералам (калийные соли, глауконит и т. п.).

Еще более сложно определение возраста четвертичных отложений, в которых не успевает установиться радиоактивное равновесие для долгоживущих радиоактивных элементов. Для оценки возраста этих отложений используют неравновесные радиевый и иониевый методы, основанные на изучении изменения содержания радия или иония во времени. Датирование наиболее молодых отложений из биосферы проводят с помощью радиоуглеродного метода.

#### Тема 4.1. Определение возраста древних пород и минералов

Для оценки возраста древних пород используют свинцовый, гелиевый, стронциевый, ксеноновый и другие методы, основанные на распаде наиболее долгоживущих радиоактивных элементов.

*Свинцовый метод.* В соответствии с формулой (2.6) и с учетом атомных масс изотопов «свинцовый» возраст минералов может быть определен с помощью одного из следующих соотношений (где ради простоты массовые концентрации этих изотопов обозначены их химическими символами):  $t = \ln[1 + (238/206) (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})]/\lambda$ ;  $t = \ln[1 + (235/207) (^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})]/\lambda$ ;  $t = \ln[1 + (232/208) (^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th})]/\lambda$ .

Изотопный состав свинца определяют масс-спектральным, содержание урана, актиноурана и тория – радиохимическим анализом.

Так как скорости распада урана и актиноурана, а следовательно, и процесс накопления изотопов свинца  $^{206}\text{Pb}$  и  $^{207}\text{Pb}$  различны, для вычисления возраста пород может быть использовано отношение  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ . При этом исключается необходимость определения содержания урана и актиноурана. Согласно формуле (2.6) рассматриваемое отношение

$$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = ^{235}\text{U} (e^{\lambda_{235}\text{U}t} - 1) / ^{238}\text{U} (e^{\lambda_{238}\text{U}t} - 1).$$

В горных породах отношение  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 139$ , поэтому

$$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = (e^{\lambda_{235}\text{U}t} - 1) / [139(e^{\lambda_{238}\text{U}t} - 1)].$$

Для определения возраста свинцовым методом обычно используют хорошо сохранившиеся минералы с содержанием урана и тория более 1 %: уранинит, урановая смолка, торит, ториянит, монацит, ортит, циркон и др. Усовершенствование техники

радиохимического и масс-спектрального анализов позволяет в настоящее время применять свинцовый метод и к слаборадиоактивным минералам хорошей сохранности.

Для приближенных вычислений возраста предложен  $\alpha$ -свинцовый метод, в котором возраст определяют по отношению содержания свинца в минерале к его  $\alpha$ -активности:

$$t = 10^6 c \text{Pb} / I_{\alpha},$$

где  $\text{Pb}$  – содержание свинца, мкг/г;  $I$  – число  $\alpha$ -распадов в 1 мг породы за 1 ч;  $c$  – коэффициент пропорциональности, составляющий для чисто урановых минералов 2000, для чисто ториевых – 1990.

Присутствие в минералах первичного свинца, т. е. свинца, который попал в горную породу в момент ее образования, приводит к завышению возраста. Это завышение учитывают на основании данных определения содержания в свинце нерадиоогенного изотопа  $^{204}\text{Pb}$ . Соотношение различных изотопов свинца к моменту образования исследуемого минерала проще всего определить по изотопному составу свинца в нерадиоактивных минералах, сингенетичных исследуемому радиоактивному. В породах, где рождаются урановые минералы, часто встречаются кристаллы сингенетичного галенита  $\text{PbS}$ . Изотопный состав свинца в галените будет таким же, как и у первоначального свинца в радиоактивном минерале. Зная дополнительно содержание в последнем нерадиоогенного свинца  $^{204}\text{Pb}$ , легко рассчитать начальное содержание радиогенных изотопов  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}$ .

Если сингенетичных свинцовых минералов с низкой радиоактивностью не удастся найти, то анализируют изотопный состав урана, тория и свинца в ряде сингенетичных минералов различной радиоактивности. В каждом из этих минералов содержание любого изотопа, например  $^{206}\text{Pb}$ , равно сумме первоначального («захваченного») изотопа  $^{206}\text{Pb}_{\text{захв}}$  и радиогенного  $^{206}\text{Pb}_{\text{рад}}$ , определяемого по формуле (2.6). Отсюда современное соотношение изотопов  $^{206}\text{Pb}$  и  $^{204}\text{Pb}$  для некоторого минерала

$$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{захв}} + (^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}) (e^{\lambda_{238}\text{U}t} - 1) = a + b * (^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}),$$

где  $^{238}\text{U}$  – современное содержание  $^{238}\text{U}$  в минерале.

Если точки с координатами  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$  для различных минералов (с различным содержанием  $^{238}\text{U}$ ) нанести на прямоугольную систему координат, то они (в пределах погрешности измерений) лягутся на прямую линию, свободный член которой  $a = ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  в захваченном свинце, а коэффициент наклона

$$b = e^{\lambda_{238}\text{U}t} - 1,$$

$$\text{отсюда } t = \ln(1 + b) / \lambda_{238}\text{U}.$$

Аналогичная методика может быть использована и для сопоставления отношений  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и др.

О надежности определения возраста свинцовым методом судят по совпадению его значений, определенных по различным парам изотопов:  $^{238}\text{U}$  и  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{232}\text{Th}$  и  $^{208}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$  и  $^{206}\text{Pb}$  и т. д. Основные ошибки в определении возраста пород свинцовыми методами и расхождение их результатов связаны с влиянием вторичных процессов, нарушающих замкнутость системы минералов, присутствием в них первичного свинца, явлениями вторичной минерализации и ядерными реакциями и, наконец, ошибками масс-спектроскопических и радиохимических измерений.

Среди факторов, приводящих к нарушению замкнутой системы минералов, основную роль играют потери промежуточных продуктов распада, особенно эманаций, а также процессы выщелачивания урана (или тория) и свинца. Потери урана и тория приводят к завышению возраста пород, а потери промежуточных продуктов распада и свинца – к его занижению. Так как вероятность выделения из ненарушенного минерала за счет диффузии короткоживущих эманаций (актинон, торон) мала, основной причиной рассматриваемых потерь является утечка радона. Для вторичных урановых минералов (карнотит и др.) утечка радона достигает 20 % и более, однако для уранинитов, урановых смолков и ряда других урановых минералов хорошей сохранности она не превышает 10-15 %. С повышением температуры утечка радона несколько увеличивается. Важно отметить, что возраст минералов, вычисленный по отношению  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ , от утечки эманаций, а также от потерь других промежуточных продуктов распада урана практически не зависит. В нормальных поверхностных условиях уран выщелачивается более интенсивно, чем свинец. Поскольку выщелачивание урана приурочено к сравнительно недавнему времени, оно мало влияет на изотопное отношение  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  и на вычисленный по нему возраст.

Как показал Дж. Везерилл, по соотношениям  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ , определенным по большому числу сингенетичных минералов, характеризующихся различной степенью потерь свинца и урана при однократном метаморфизме, вполне можно определить как истинный возраст пород, так и время указанного метаморфизма. Способ решения этой задачи, разработанный Дж. Везериллом, заключается в следующем.

Рассчитывают приведенные соотношения для различных значений возраста изолированной системы. Используя значения этих соотношений в качестве ординаты и абсциссы точек, по ним проводят кривую  $I$  (рис. 10), называемую конкордией или кривой согласованных значений  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ . Каждая точка этой кривой соответствует определенному значению возраста, поэтому засечками на ней отмечают шкалу возраста. Далее на полученный график наносят точки с координатами  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  для исследуемых образцов.

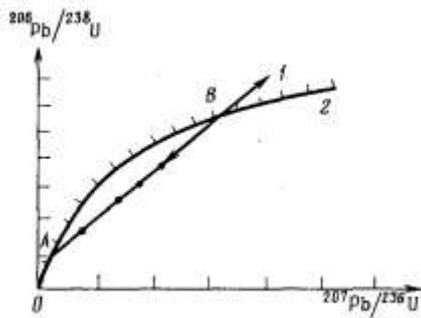


Рис. 10. Конкордия (2) и линия экспериментальных точек (1) для определения абсолютного возраста по изотопам свинца и урана

Если в результате метаморфизма из образца удаляется весь свинец, то соответствующая ему точка ложится на конкордию (точка *A*), причем показания шкалы в этой точке соответствуют времени, прошедшему после метаморфизма (возрасту метаморфизма). Если же содержание урана и свинца при метаморфизме сохранились, то точка *B* для такого образца тоже ложится на конкордию, а шкала в точке *B* показывает точный возраст образца (с момента его образования). Точки для образцов, содержание U и Pb в которых изменилось при метаморфизме, ложатся на прямую, проходящую через точки *A* и *B*. Таким образом, для определения возраста породы и метаморфизма по совокупности точек с координатами  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  для ряда образцов необходимо провести прямую. Точки пересечения конкордии этой прямой и дают искомые значения возраста.

Гелиевый метод использует выражение

$$\text{He}/4,002 = (8^{238}\text{U}/238,7) (e^{\lambda_{238}\text{U}t} - 1) + (7^{235}\text{U}/235) (e^{\lambda_{235}\text{U}t} - 1) + (6\text{Th}/232,12) (e^{\lambda_{\text{Th}}t} - 1),$$

полученное исходя из того, что распад одного ядра урана, актино-урана и тория сопровождается образованием восьми, семи и шести ядер гелия соответственно. Гелий из минералов обычно выделяют при их расплавлении или химическом разложении в вакууме. Для отделения гелия от других выделяющихся газов используют его химическую инертность, а также отсутствие поглощения его древесным углем при температуре жидкого кислорода ( $-180^\circ\text{C}$ ).

Когда раздельное определение содержания урана, актиноурана и тория затруднено, возраст минерала можно приближенно вычислить по отношению содержания в минерале гелия ( $\text{см}^3/\text{г}$ ) к числу  $\alpha$ -распадов в 1 мг за 1 ч:

$$t = 0,0308 \cdot 10^5 \text{He}/I_\alpha.$$

Поскольку по суммарной  $\alpha$ -активности  $I_\alpha$  семейства урана и тория существенно не различаются, изменения отношения Th/U в породах на возрасте, рассчитанном по этой формуле, сказываются незначительно.

Основной особенностью гелиевого метода определения возраста является необходимость чрезвычайно строгого подхода к выбору минералов для исследований.

Гелий относится к числу наиболее подвижных химических элементов нашей планеты и поэтому полностью сохраняется лишь в ограниченном числе минералов с плотной кристаллической структурой. Такими минералами считают циркон, сфен, монацит, некоторые разновидности граната, магнетит, самарскит и некоторые другие.

В древних сильнорадиоактивных минералах накопившийся гелий оказывает на минералы высокое (достигающее 5 МПа) давление, которое приводит к их разрушению. Первичная кристаллическая структура минерала нарушается также под действием бомбардировки  $\alpha$ -частицами. Поэтому для определения возраста целесообразнее использовать минералы с низким, равномерно распределенным в их структуре содержанием урана и тория. Определение возраста минералов, отвечающих этим условиям, дает удовлетворительное совпадение с данными свинцового метода. Однако в большинстве случаев значения возраста, найденные по содержанию гелия, оказываются заниженными и характеризуют лишь минимально возможный возраст пород. О. Кивил предложил называть его *гелиевым индексом*.

**Калий-аргоновый метод** основан на определении соотношений концентраций  $^{40}\text{K}$  и одного из продуктов распада (в результате К-захвата)  $^{40}\text{Ar}$ . Другой продукт распада  $^{40}\text{K}$  (образующийся в результате  $\beta$ -распада) –  $^{40}\text{Ca}$  – трудно использовать для определения возраста пород из-за присутствия нерадиогенного  $^{40}\text{Ca}$ . Для вычисления возраста пород аргоновым методом используют выражение

$$^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K} = \{\exp[(\lambda_e + \lambda_\beta) t] - 1\} \lambda_e / (\lambda_e + \lambda_\beta).$$

$$\text{Откуда } t = \ln [1 + (^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K})(1 + \lambda_\beta/\lambda_e)] / (\lambda_e + \lambda_\beta),$$

где  $\lambda_e$  – постоянная распада для К-захвата;  $\lambda_\beta$  – то же для  $\beta$ -распада. Содержание аргона в минерале, как и гелия, определяют газовым объемным анализом. Для разделения этих инертных газов используют свойство аргона поглощаться активированным углем при температуре  $-180^\circ\text{C}$ . Содержание калия устанавливают обычно химическим анализом. Главное преимущество аргонового метода перед другими связано с широкой распространенностью в природе калия и калиевых минералов, что значительно увеличивает область его применимости.

Основным требованием к минералам, используемым для определения возраста аргоновым методом, является отсутствие в них первичного аргона и утечки аргона и калия за время жизни исследуемого минерала. Данные отечественных ученых Э.К. Герлинга, Г.М. Ермолина, Н.Е. Титова и др. показывают, что древние калиевые минералы, как правило, содержат только радиогенный изотоп аргона и поэтому первое требование обычно выполняется. В связи с большими атомной массой и атомным радиусом потери аргона за счет диффузии внутри атомной структуры минералов значительно менее

вероятны, чем гелия. Как показали экспериментальные исследования, такие потери происходят лишь при нарушении кристаллической структуры минералов.

К минералам, пригодным для определения возраста аргоновым методом, относятся слюды, полевые шпаты, некоторые типы роговых обманок и пироксены. Наиболее прочно радиогенный аргон удерживается в слюдах и полевых шпатах. Заметное выделение аргона из этих минералов наблюдается лишь при высоких (400-600°C) температурах. Большим преимуществом аргонового метода является принципиальная возможность его применения для осадочных пород. При этом для оценки возраста могут быть использованы минералы сингенетичные с осадочными породами, такие как глауконит, сильвин и др.

Э.К. Герлинг и другие исследователи предложили использовать отношение содержания в пластовых водах аргона радиогенного и воздушного происхождения для оценки возраста этих вод.

**Рубидий-стронциевый метод** основан на радиоактивном распаде изотопа рубидия  $^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr} + \beta + \nu$ . Вследствие крайне медленного распада рубидия ( $T = 5 \cdot 10^{10}$  лет) уменьшением его содержания за время жизни минералов можно пренебречь и рассчитать возраст по упрощенной формуле

$$t = (^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Rb})/\lambda.$$

Содержание в минералах рубидия и стронция устанавливают спектрохимическими и микрохимическими методами анализа.

Для определения возраста стронциевым методом используют лепидолит, мусковит, ципивальдит, биотит, амазонит, родицит, поллуцит, берилл. Пригодность этих минералов для оценки возраста определяется в первую очередь тем, насколько велико в них содержание рубидия. При малом содержании рубидия вследствие его медленного распада количество накопившегося в минерале стронция будет так мало, что при современных методах анализа его невозможно точно определить. В этом заключается основной недостаток рассматриваемого метода. Другая трудность связана с присутствием в большинстве минералов относительно больших количеств первичного стронция.

Исследования показали, что минимальным содержанием первичного стронция, близким к нулю, характеризуются лепидолиты. Учет влияния первичного стронция проводят аналогично учету первичного свинца в уран-свинцовых и торий-свинцовых методах.

Несмотря на указанные недостатки, стронциевый метод прочно входит в практику определения возраста рубидийсодержащих минералов и используется при составлении

геохронологических таблиц. Он в принципе может быть применен для определения возраста и осадочных пород.

#### Тема 4.2. Методы определения возраста молодых образований

Для датирования молодых образований используют распад относительно короткоживущих элементов, являющихся членами радиоактивных семейств урана и тория (радий, ионий, актиний), или же распад изотопов элементов, непрерывно образующихся в природе под действием космического излучения (изотопы углерода  $^{14}\text{C}$ , водорода  $^3\text{T}$ , бериллия  $^7\text{Be}$ ,  $^{10}\text{Be}$ , фосфора  $^{32}\text{P}$  и др.). Среди них наибольшее применение получили радиоуглеродный, радиевый и иониевый методы.

**Радиоуглеродный метод** определения возраста основан на процессе непрерывного образования в атмосфере радиоактивного изотопа углерода  $^{14}\text{C}$ , возникающего под действием нейтронов космических лучей по реакции  $^{14}_7\text{N} + n \rightarrow ^{14}_6\text{C} + ^1_1\text{H}$ , и его последующего распада с периодом полураспада 5560 лет. В атмосфере атомы изотопа  $^{14}\text{C}$  смешиваются с атомами нерадиоактивного углерода, участвуют в общем углеродном цикле и усваиваются растительными и животными организмами вместе с нерадиоактивным углеродом.

Как показали исследования, в течение последних 20-30 тыс. лет интенсивность космического излучения оставалась постоянной, изменяясь очень мало. Следовательно, на протяжении этого отрезка времени концентрация изотопа  $^{14}\text{C}$  в атмосфере, а также в животных и растительных организмах во время их жизни была практически постоянной. Убыль радиоуглерода в процессе его распада восполнялась в этих организмах непрерывным освоением новых порций углерода из атмосферы. После гибели животных или растительных организмов углеродный обмен прекращается и накопившийся радиоуглерод постепенно распадается. Зная удельную радиоактивность атмосферного углерода  $I_0$  и активность исследуемого ископаемого остатка  $I$ , легко вычислить возраст с момента прекращения обмена углеродом, т.е. с момента гибели и захоронения исследуемого остатка, исходя из соотношения

$$t = \ln(I_0/I)/\lambda.$$

По современным данным радиоактивность 1 г углерода характеризуется 15 распадами в 1 мин. Ошибки в определении возраста, обусловленные изменениями интенсивности космического излучения, не превышают 10 %.

Радиоуглеродный метод применим к образованиям, возраст которых не превышает 20000 лет. Для него пригодны древесный уголь, обугленное вещество, древесина, травы, ткани, торф, кости, раковины и т.п. В настоящее время он широко используется в ар-

хеологии, для изучения возраста осадочных отложений позднечетвертичного периода, оценки скорости образования современных донных отложений и скорости смешивания глубинных и поверхностных вод. При определении возраста слоев отложений морского и океанического дна сравнивают удельную активность углерода из этих слоев с удельной активностью современного слоя.

**Иониевый и радиевый методы** определения возраста морских осадков основаны на разной скорости осаждения из океанических вод урана и продуктов его распада (иония  $\text{Jo}$  и радия  $^{226}\text{Ra}$ ), характеризующихся относительно небольшими (80000 и 1590 лет) периодами полураспада.

Ионий, являющийся изотопом тория, выпадает в осадок значительно быстрее, чем уран. В результате во вновь образующихся глубоководных осадках иония и радия содержится значительно (до 20 раз) больше, чем это требуется для радиоактивного равновесия с ураном. По мере захоронения осадков поступление в них иония из воды прекращается, и его содержание вследствие более быстрого, чем у урана, радиоактивного распада уменьшается, стремясь к равновесному.

Для определения возраста осадков измеряют содержание иония или радия в верхнем  $N_0$ , исследуемом  $N$  и равновесном  $N_\infty$  слоях и, используя соотношение

$$N = N_0 \exp(-\lambda h/v) + N_\infty [1 - \exp(-\lambda h/v)],$$

рассчитывают среднюю скорость  $v$  накопления этих осадков. Далее по значению  $v$  и глубине залегания  $h$  исследуемого слоя определяют время, прошедшее с момента его захоронения. Когда значения  $N_0$  или  $N_\infty$  неизвестны, их определяют по результатам измерений содержания  $\text{Jo}$  или  $\text{Ra}$  на разных глубинах.

Датировка возраста радиевым методом – до 16 тыс. лет, иониевым – до 50 тыс. лет. Методы применяются для определения скорости осадконакопления в океанах и роста железо-марганцевых конкреций морского дна.

## РАЗДЕЛ 5. РАДИОМЕТРИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ И РАЗВЕДКИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

### Тема 5.1. Геохимия и минералогия важнейших радиоактивных элементов

Большое значение для теоретической и практической геологии имеет изучение геохимических особенностей элементов и их распределения в земной коре, законов их миграции и концентрации. Эти данные используют при изучении геологической истории Земли, в абсолютной геохронологии, при разработке методики поисков и разведки месторождений радиоактивных руд.

#### Свойства и геохимические особенности урана, радия, тория и калия

С точки зрения поставленных выше задач особенно интересны следующие свойства радиоактивных элементов: период полураспада, валентность, ионные (или атомные) радиусы, поляризуемость ионов.

Период полураспада элемента (изотопа) определяет его «выживаемость» на Земле. В заметных количествах в Земле могут присутствовать лишь элементы (изотопы), период полураспада которых больше или сопоставим с возрастом Земли, или же те из них, которые постоянно образуются в ядерных процессах, например, при распаде долгоживущих изотопов.

Эффективный ионный радиус и поляризуемость ионов (определяемая степенью деформации электронных оболочек под действием других ионов) влияют на изоморфизм. *Изоморфизм* у химически близких веществ возможен только тогда, когда размеры и поляризуемость замещающих друг друга частиц близки. Кроме того, установлено, что при прочих равных условиях ионы с большим радиусом чаще остаются в жидкой фазе, а ионы с малым радиусом – в твердой.

Устойчивость тех или иных соединений элементов и последовательность их выпадения из охлаждающейся магмы характеризуется энергией кристаллической решетки: чем она выше, тем раньше при прочих равных условиях кристаллизуются минералы. Соответственно для ассоциации минералов обычно характерна близость энергии их кристаллических решеток.

*Уран* открыт в 1789 г. немецким химиком М. Клапротом в урановой смоляной руде, добытой в Саксонии. Плотность различных модификаций металлического урана колеблется от 18,06 до 19,04 г/см<sup>3</sup>, цвет серебристо-белый. Природный уран содержит три изотопа: <sup>238</sup>U (содержание в естественной смеси изотопов урана 99,2739 %); <sup>235</sup>U (0,7024 %); <sup>234</sup>U (0,0057 %) – короткоживущий изотоп (T=2,45·10<sup>5</sup> лет), дочерний продукт <sup>238</sup>U. Кларк урана равен 3·10<sup>-4</sup> %.

В лабораториях получены соединения трех-, четырех-, пяти- и шестивалентного урана. В природе встречаются только четырех- и шестивалентные формы. Ионы  $U^{4+}$  и  $U^{6+}$  обладают литофильными свойствами, высоким сродством к кислороду и встречаются в природе исключительно в виде оксидов и солей кислородных кислот. Для урана характерна исключительная способность к изоморфизму, особенно при эндогенных процессах минералообразования. В изоморфизме участвует  $U^{4+}$ , имеющий ионный радиус 0,105 нм, что очень близко к ионным радиусам  $Th^{4+}$  (0,11 нм),  $Zr^{4+}$  (0,089 нм),  $TR^{3+}$ ,  $Y^{3+}$  (0,097-0,122 нм),  $Ca^{2+}$  (0,106 нм). Ионный радиус  $U^{6+}$  составляет 0,079 нм.

Благодаря способности изменять валентность уран может быть то окислителем, то восстановителем. В щелочной среде он образует комплексные анионы уранатов  $(UO_4)^{2-}$  и диуранатов  $(U_2O_7)^{2-}$ , дающие соли, слабо растворимые в воде. Шестивалентный уран в щелочной среде энергично окисляет двухвалентное железо ( $Fe^{2+}$ ), восстанавливаясь до четырехвалентного  $U^{4+}$ , что имеет большое значение при образовании месторождений урана. В кислой и нейтральной средах уран входит в состав комплексного иона уранила  $(UO_2)^{2+}$ , дающего устойчивые и хорошо растворимые в воде соли, двойные соли и комплексные соединения с карбонатным, сульфатным, фосфатным анионами, с комплексами гуминовых кислот и др.

Основная особенность урана – большая химическая активность и сильная восстановительная способность, особенно ярко проявляющаяся в кислых водных растворах. С кислородом уран образует оксиды  $UO_2$ ,  $U_3O_8$  и  $UO_3$ , который в природных условиях без воды обычно не встречается. С кислородом он образует соли уранила  $(UO_2)^{2+}$ , с водой – гидратизированную форму уранила  $[U(OH)_4]^{2+}$ , с щелочами – комплексный анион  $(UO_4)^{2-}$  и анион  $(U_4O_7)^{2-}$ . Природные соединения четырехвалентного урана имеют черный, черно-коричневый и красно-бурый цвета и характеризуют гипогенные условия образования минералов или условия восстановительной среды. Соединения  $U^{6+}$  имеют яркие зеленоватые и желтые цвета и относятся к области образования вторичных урановых минералов. В геохимии  $U^{6+}$ , как более устойчивый ион, имеет преимущественное значение. Его характерной особенностью является способность растворяться в присутствии карбонатов аммония или щелочных металлов с образованием соединений типа  $UO_2CO_3 \cdot 2(NH)_2$ ,  $CO_3NaUO_2(CO_3)_2$  и др.

*Радий* открыт в 1898 г. М. Склодовской-Кюри, в чистом виде выделен ею же в 1910 г. Радий – дочерний продукт в семействе  $^{238}U$ , мягкий металл серебристого цвета с плотностью 5 г/см<sup>3</sup>. Химические свойства радия близки к свойствам бария, вместе с которым он часто встречается в смоляной руде, всегда двухвалентен. При взаимодействии с кислотами оксиды и гидраты оксидов радия и бария легко образуют соответствующие

соли, причем соли с анионами  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Br}^-$ ,  $\text{I}^-$  и  $\text{NO}_3^-$  легко растворимы, а соли с анионами  $\text{F}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$  и  $\text{PO}_4^{2-}$  труднорастворимы в воде. Это ограничивает миграционные возможности радия в поверхностных условиях, где часто господствуют сульфатные воды. При наличии кислой реакции уран такими водами легко выносится, а радий накапливается в виде сульфатов.

В природных условиях радий встречается преимущественно в рассеянном состоянии и из-за чрезвычайно низкого кларка (по А. П. Виноградову  $10^{-10}\%$ ) самостоятельных минералов, как правило, не образует. Известна лишь небольшая группа неурановых минералов с несколько повышенной радиоактивностью, обусловленной радием: радиокальцит  $(\text{Ca,Ra})\text{CO}_3$ , радиофлюорит  $(\text{Ca,Ra})\text{F}_2$ , радиобарит  $(\text{Ba,Ra})\text{SO}_4$ , кокутолит  $(\text{Ba,Pb,Ra})\text{SO}_4$  и некоторые другие.

*Торий* открыт в 1829 г. И. Берцелиусом в сиенитах Норвегии, в минерале, названном позднее торитом ( $\text{ThSiO}_4$ ). Металлический торий выделен в 1898 г., в том же году установлена его радиоактивность. Торий – мягкий, серебристо-белый металл плотностью  $11,7 \text{ г/см}^3$ . Он в природе представлен практически единственным изотопом  $^{232}\text{Th}$ . Его кларк в 2,7 раза выше, чем для урана ( $8 \cdot 10^{-4}\%$ ). По величинам ионного радиуса ( $0,11 \text{ нм}$ ) и энергетического коэффициента ( $\text{ЭК}=6,8$ ) торий сходен с четырехвалентным ураном. Он всегда четырехвалентен, в сочетании с другими ионами дает один анион  $(\text{ThO}_4)^{4-}$ , поэтому соединения тория устойчивы по отношению к окислению, что резко отличает торий от урана, способствует их разобщению при миграции. В магматическом процессе в условиях недостатка кислорода  $\text{Th}^{4+}$  и  $\text{U}^{4+}$  мигрируют вместе, дают ряд уранториевых минералов. В гидро-термальных процессах уран частично переходит в шестивалентную форму, образует собственно урановые соединения и мигрирует дальше, чем торий.

В природных условиях торий встречается в виде оксидов, например, торианит  $(\text{Th,U})\text{O}_2$ , силикатов с ионами  $\text{Th}^{4+}$  (торит  $\text{ThSiO}_4$ ), силикатов с комплексами  $[\text{ThO}_4]\text{SiO}_4$  и в других формах, например монацит  $\text{GeLaTh}(\text{PO}_4)(\text{SiO}_4)$ . Основная особенность природных соединений тория – весьма слабая их растворимость. Благодаря высокой способности тория к изоморфизму в большинстве его минералов присутствуют U, TR, Ti, Nb и другие элементы.

*Калий.* Физико-химические свойства калия резко отличны от свойств других радиоактивных элементов. Прежде всего, калий распространен в природе в несравненно больших количествах. Он относится к группе щелочных металлов, имеет порядковый номер 19, атомную массу 39,1 и удельный вес  $0,86 \text{ г/см}^3$ .

Из наиболее распространенных калийсодержащих минералов, обуславливающих повышенную радиоактивность горных пород, следует отметить сильвин  $KCl$ , карналлит  $(KCl, MgCl_2) \cdot 6H_2O$ , калиевую селитру  $KNO_3$ , микроклин и ортоклаз  $(K_2OAl_2O_3)[SiO_2]_6$ , биотит, мусковит, глауконит и др. В глинистых минералах значительная часть калия присутствует не в виде свободного иона, а заключена в решетку минералов, где располагается между ее базальными плоскостями и фиксируется благодаря ее сжатию. Остальная часть калия адсорбирована поглощающим комплексом глин и прочно связана с ним. Наиболее сильно калий фиксируется в гидрослюдах, особенно насыщенных  $Ca^{2+}$  и  $Na^{2+}$ . При выщелачивании многие гидрослюды теряют ионы  $K^+$ , однако процесс дегидратации гидрослюдов обратим и при добавлении в растворы калия глинистые минералы снова захватывают его.

Некоторые характеристики урана, тория, радия и калия приведены в табл. 7.

Таблица 7.

Характеристики урана, тория, радия и калия

Элемент	Относительная атомная масса	Порядковый номер	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Валентность в природных соединениях	Радиус иона, 10 <sup>-8</sup> см	ЭК
U	238,07	92	18-19	4, 6	1,05 ( $U^{4+}$ ) 0,75 ( $U^{6+}$ )	6,8
Th	232,12	90	11,7	4	1,1	6,8
Ra	226,05	88	5,0	2	—	—
K	39,10	19	0,86	1	1,33	0,36

### Уран и торий в различных геологических процессах

При интерпретации данных о радиоактивности пород и для правильной ориентации поисковых работ на уран и торий необходимо знать их поведение в основных процессах образования горных пород.

#### Магматический процесс породообразования

Содержание урана и тория зависит от стадии кристаллизации магматического расплава, состава магмы, типа образующихся горных пород. Концентрация этих элементов в продуктах первичного этапа магматической кристаллизации значительно ниже, чем на главном и, особенно, остаточном этапах. Она при прочих равных условиях выше в породах с высоким содержанием кремнезема, калия (уран) и натрия (торий) и с низкой концентрацией щелочноземельных элементов.

При кристаллизации базальтовой магмы заметной концентрации урана не происходит. На ранней (первичной) стадии кристаллизации гранитной магмы в восстановительной и щелочной обстановках  $U^{4+}$  входит в рассеянном виде (изоморфные примеси) в акцессорные минералы (до 5% урана), частично породообразующие минералы

(5-15%), а также в микровключения и межзерновую жидкость. И если торий образует существенно ториевые акцессорные минералы (монацит, торианит, ортит и др.), то собственные минералы урана, образованные в магматическом процессе, редки. Образование таких минералов (уранинит, бреггерит и др.) приурочено в основном к остаточному этапу кристаллизации, когда летучие компоненты, выделившиеся из гранитной магмы, образуют пегматитовые жилы и дают начало пневматолитическим и гидротермальным процессам.

Из-за рассеяния урана и тория в магматическом процессе собственно магматические промышленные месторождения их крайне редки. Несколько более богатыми источниками урана (концентрации до  $n \cdot 10^{-2} \%$ ) являются пегматитовые жилы.

### **Гидротермальный процесс породообразования**

Гидротермальный процесс заключается в переносе растворенных веществ нагретыми водами по трещинам или зонам повышенной проницаемости пород (в частности, вдоль проницаемых пластов). К гидротермальным месторождениям приурочены значительные извлекаемые при современном уровне развития техники запасы многих цветных и редких металлов, в том числе и радиоактивных элементов. Генезис этих месторождений до настоящего времени изучен недостаточно.

Происхождение гидротермальных вод разные авторы объясняют по-разному. Одни считают, что гидротермальные растворы образуются за счет газов и паров воды, выделяющихся из магмы, другие – за счет фильтрации вниз и нагрева магмой обычных подземных вод, имеющих в земной коре. Третьи высказываются за смешанное происхождение вод. Гидротермальные растворы – сложные динамические системы с преобладанием анионов карбонатов, сульфатов, хлоридов и катионов щелочных и щелочноземельных элементов. При движении растворов по трещинам или проницаемым зонам их состав может существенно меняться за счет обмена с вмещающими породами.

В зависимости от глубины образования, т. е. от физико-химических условий, гидротермальные месторождения различают по вещественному составу и разделяют на три группы: гипотермальные, мезотермальные и эпитептермальные. Ведущими элементами гидротермальных жил являются S, Fe, Cu, Zn, As, Sb, Se, Ag, Sn, Pb, Co, Ni, Mo, Cd, Te, W, Au, Hg, Bi, U, F, H. В то же время условия гидротермальных растворов не благоприятствуют миграции кристаллохимически близких к урану элементов, таких как Th, Zr, TR, Ti, Nb, Ta. Поэтому происходит их пространственное отделение от урана. Последовательность кристаллизации минералов гидротермальных жил совпадает с понижением энергии кристаллических решеток.

Весьма часто гидротермальные растворы содержат уран, и он обнаруживается в большинстве неурановых минералов (концентрация от  $10^{-5}$  до  $n \cdot 10^{-3}$  %). На отдельных участках, где возникают условия для выпадения урана, образуются урановые руды с концентрацией до нескольких процентов. В отличие от магматического процесса здесь большая часть урана сосредоточена в его собственных минералах (оксиды), реже содержится в уран-органических соединениях, силикатах и титанатах урана. Часть урана рассеяна среди неурановых минералов, незначительная доля присутствует в виде изоморфных примесей.

Формы нахождения урана в гидротермальных растворах изучены недостаточно. Наиболее вероятна гипотеза о переносе его в виде уранил-карбонатных и уранил-силикатных комплексов, устойчивых в растворах при температурах до 150-250 °С. В некоторых случаях считают возможным перенос  $U^{4+}$  в форме галоидных соединений  $UCl_4$ ,  $UF_4$ .

Выпадение урана из растворов связывают с разрушением урансодержащих комплексных ионов, главным образом из-за восстановления в кислой, нейтральной и слабощелочной средах. В качестве восстановителей и осадителей урана выступают  $Fe^{2+}$ , сульфидная сера, органические соединения и некоторые самородные элементы.

Разрушение ураноносных комплексов вызывается и нарушением равновесия при взаимодействии раствора с вмещающими породами. При этом возможно выпадение карбонатов и, следовательно, снижение концентрации  $CO_2$ , что способствует разложению уранил-карбонатных комплексов и выпадению урановых минералов. Другими причинами являются потери растворами растворенных газов (уход в верхние проницаемые пласты), изменение кислотности раствора, его температуры, окислительно-восстановительного потенциала и др. Глубина формирования уранового оруденения 500-2000 м, температура – около 220°С и ниже. Это следует из набора минералов-индикаторов температуры, встречающихся вместе с урановыми минералами: самородный висмут (температура плавления 271°С), гётит (устойчив в интервале 110-170°С), барит (температура образования 130-160 °С).

Согласно прежним представлениям, торий, соединения которого практически нерастворимы в воде, в гидротермальных процессах участия не принимает. Однако в настоящее время установлено, что в некоторых гидротермальных образованиях торий встречается в виде монацита или разновидностей торита.

### **Экзогенные процессы**

Экзогенными процессами называют совокупность многочисленных процессов изменения горных пород и их минералов при попадании в условия земной поверхности,

резко отличающиеся от глубинных, в которых породы образуются. На поверхности Земли с ее относительно низкими температурами и давлениями, наличием свободного кислорода, угольной кислоты, жидкой воды и т. п. эти породы оказываются неустойчивыми и стремятся перейти в другое, более устойчивое состояние. Происходит интенсивный процесс их разрушения и переотложения, физико-химические изменения породообразующих и сопутствующих минералов. Миграция элементов, происходящая в этих условиях, может приводить к рассеянию рудных элементов или же, наоборот, к их концентрации в осадочных горных породах.

При разрушении коренных горных пород поведение урана и тория резко расходится. Поскольку в изверженных породах торий присутствует чаще всего в виде изоморфных примесей в таких химически устойчивых соединениях, как монацит, ортит, циркон, ксенотим, сфен и т. п., при разрушении материнских пород большая часть его сохраняется в остаточных минералах коры выветривания или же концентрируется в монацитовых, ортитовых и других россыпях. Образованию ториевых россыпей способствуют условия тропического и реже умеренного климата при которых процессы химического выветривания преобладают над физическим разрушением пород и уменьшается вероятность дробления и истирания торийсодержащих минералов. Роль воды в геохимической истории тория в зоне гипергенеза сводится в основном к его механической миграции и дифференциации.

Поведение урана при выветривании горных пород различно для разных его форм. Акцессорные минералы, содержащие в своем составе некоторую часть урана, устойчивы к выветриванию, рассеиваются в массе обломочного материала и при благоприятных условиях концентрируются, образуя россыпные месторождения. При разрушении основных породообразующих минералов (полевые шпаты, слюда и др.) входящий в их состав уран сравнительно легко переходит в растворимую форму и переносится поверхностными и подземными водами. Третья (подвижная) форма урана (легкорастворимые тонкодисперсные и рассеянные в породе оксиды урана, уран, сорбированный на поверхности зерен, и т. п.) легко вымывается из горных пород слабокислыми и слабощелочными водами. Благодаря высокому содержанию этой формы в гранитах она играет наибольшую роль в образовании экзогенных месторождений. Источником этой формы урана могут служить и некоторые относительно высокорadioактивные осадочные породы. Иногда часть подвижного урана связывается тонкодисперсными продуктами на месте разрушения горных пород, и образуются радиоактивные аномалии, не представляющие практической ценности.

В условиях повышенного кислородного потенциала, характерного для большинства экзогенных процессов, четырехвалентный уран переходит в шестивалентную форму, и его первичные минералы образуют легкорастворимые соединения. Растворимость различных собственно урановых минералов разная: быстрее всего переходят в раствор урановые черни, затем настуран, значительно труднее браннерит, давидит, коффинит. Повышение содержания углекислоты в водах облегчает выщелачивание урана, так как способствует образованию хорошо растворимых уранил-карбонатных комплексов.

*Разрушение месторождений урана*, вскрытых эрозией, кроме выноса урана водами сопровождается образованием и отложением вблизи рудных тел вторичных минералов урана (ванадаты, фосфаты, карбонаты, силикаты и т. п.), более устойчивых в экзогенных условиях (так называемые месторождения выветривания); сорбцией урана коллоидными и тонкодисперсными минералами (гидрооксиды железа, марганца, глины); проникновением урана, выщелоченного поверхностными и подземными водами, на глубину и образованием вторичных зон обогащения.

Минеральный состав зоны окисления зависит от первичного минерального состава руд и от климата. В безводных пустынных районах образуются растворимые уранил-карбонатные комплексы. При дальнейшем взаимодействии с породой они разрушаются, образуя карбонаты и силикаты урана. Во влажном климате с обилием разлагающихся растительных остатков образуются органические кислоты и формируются соли урана, устойчивые в растворах, которые мигрируют на большие расстояния.

В магматогенных процессах радий и уран, как правило, находятся в равновесном состоянии и сопутствуют друг другу. Однако в гипергенной зоне это равновесие из-за различной способности U и Ra переходить в раствор часто нарушается. Выщелачиваемость радия резко (до  $10^4$  раз) меняется в зависимости от состава материнских пород и минералов, их сохранности, а также химического состава природных вод. Она, например, уменьшается в присутствии углекислоты. В щелочной и нейтральной средах увеличивается процесс адсорбции радия, особенно силикатными породами.

Основным транспортером урана при миграции в гипергенных процессах являются поверхностные и подземные воды. Перенос урана водами осуществляется в механической и растворенной формах. Механически уран переносится в составе акцессорных минералов и в сорбированном виде (на поверхности частиц тонкодисперсных материалов и органического вещества).

Форма переноса в растворах зависит от химического состава и pH среды.

Если на пути движения подземных вод для урана возникают геохимические барьеры (условия благоприятствующие осаждению), то могут образовываться урановые руды.

*Осаждение (концентрация) урана* из подземных вод связано главным образом с образованием его нерастворимых соединений или с процессами адсорбции. Наиболее благоприятными условиями осаждения урана являются пониженный кислородный потенциал и присутствие органических веществ, сульфидов, фосфатов, минералов двухвалентного железа, а также глинистых минералов.

Концентрация урана в водах океанов и открытых морей ( $3 \cdot 10^{-8}$  г/л) далека от насыщения. Поэтому уран не может здесь непосредственно выпадать в осадок. В то же время его содержание в осадках выше, чем в морской воде, что говорит о существовании каких-то специфических процессов перевода урана из водно-растворенной формы в осадки. Таких процессов два: первый – сорбция урана осаждающимися глинистыми частицами, фосфатами, оксидами железа и кремния. Этот процесс в условиях слабощелочных вод открытых морей и океанов идет относительно вяло, поэтому содержание урана в их осадках невысоко. Неблагоприятны условия для такого осаждения и в замкнутых частях (лагунах, заливах), расположенных в аридной зоне, из-за еще большей щелочности вод ( $\text{pH}=8\div 9$ ).

Более благоприятны условия замкнутых бассейнов в областях с гумидным климатом с их опресненными водами ( $\text{pH}\leq 7$ ) и обилием органического вещества, снижающего окислительно-восстановительный потенциал  $E_h$ . При  $\text{pH}<7$  кроме адсорбции начинается выпадение урана из-за разрушения растворенного уранил-карбонатного комплекса  $[\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3]^{4-}$  и перехода шестивалентного урана в четырехвалентный, дающий нерастворимые соединения.

Второй процесс – диагенез. На раннем его этапе наблюдается развитие бактерий в осадках, обогащенных органическим веществом, появление избытка газов  $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{H}_2\text{S}$  и недостатка кислорода. Под их воздействием иловые воды становятся слабокислыми ( $\text{pH}<7$ ), а  $E_h$  отрицательным. Все это способствует восстановлению урана, а также F, Mn, Mo, V, Cr и др. и их переводу из иловых вод в осадок. Активный обмен иловых и придонных вод обеспечивает длительный приток урана в осадки. В дальнейшем происходит перераспределение компонентов осадка, образование стяжений, конкреций, линзовидных прослоев, обогащение различными минеральными новообразованиями. Такие месторождения называют *седиментационно-диагенетическими*.

*Концентрация урана на континентах* зависит от ряда факторов, особенно от климата. При гумидном климате уран мигрирует на небольшие расстояния, так как

интенсивно сорбируется гумусовым веществом почв, хорошо здесь развитых. Основными концентраторами урана являются торфяники, озерные и речные отложения, обогащенные гумусом и расположенные вблизи разрушающихся ураноносных массивов или древних месторождений. Уран может концентрироваться как из поверхностных вод, так и из подземных, которые часто пропитывают подошву торфяников.

Концентрация урана в условиях аридного климата связана с двумя процессами.

1. Резкое преобладание испарения над осадками обеспечивает почти постоянные «подсос» и испарение подземных вод, выпадение на поверхности земли ярко-желтых сульфатов, карбонатов, ванадатов урана вместе с гипсом и другими солями. Эти инсоляционные концентрации, подобные солончакам, не только не представляют промышленного интереса, но и, будучи сходными с зоной окисления мелкозалегающих месторождений, затрудняют интерпретацию материалов радиометрических поисков.

2. Нисходящие кислородсодержащие воды в пористых пологопадающих пластах образуют зону пластового окисления, а также окисляют в пласте органическое вещество и железо и обогащаются ураном до концентраций  $10^{-5}$  г/л и более. На некоторой глубине (десятки и сотни метров), когда кислород воды исчерпывается, она попадает в восстановительные условия (геохимический барьер), где выпадают пирит, урановые черни, настурат, коффинит и др. Эта граница двух зон со временем перемещается вниз.

Вторичная концентрация урана на границе практически безурановой зоны окисления (бурая и желтая окраска – оксиды Fe и Mn) и зоны неизменных сероцветных пород (с фоновым содержанием урана) имеет серповидную форму (из-за изменений скорости фильтрации вод по простиранию) и названа А.Е.Ферсманом *гидрогенной*.

Итак, основными концентраторами тория в зоне гипергенеза являются остаточные минералы, сосредоточенные в зоне коры выветривания или в обломочных породах. Для урана и радия такими концентраторами в гипергенных процессах будут глинистые коллоиды, органические соединения, глауконит и фосфаты, являющиеся хорошими сорбентами, а органика также восстановителем урана. Осаждение урана связано еще с анионами-осадителями ( $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{VO}_4^{2-}$ ,  $\text{AS}_4^{2-}$ ,  $\text{PO}_4^{2-}$  и т. п.), а радия – с его изоморфными примесями при осаждении карбонатов и сульфатов кальция и бария.

*Перенос и концентрация урана при метаморфизме* осадочных пород связаны с огромными количествами воды, выделяющейся при этом из пород, особенно глинистых. Эти воды содержат в растворенном виде углекислоту и самые различные элементы, в том числе уран. Двигаясь по трещинам, растворы попадают в области с пониженным давлением, теряют углекислоту и уже не могут удерживать в растворенном состоянии первоначальное количество урана и кальция. Выпадают кальцит, оксиды урана и другие

минералы, образуются ураноносные жилы среди осадочных и метаморфических пород. Такие месторождения не связаны с магматической деятельностью и относятся к метаморфогенным.

Геохимия радиоактивного изотопа  $^{40}\text{K}$  неразрывно связана с поведением его основного стабильного изотопа  $^{39}\text{K}$  и поэтому специально не рассматривается. Максимальная концентрация калия в осадочных породах приурочена к отложениям калийных солей. Однако для ядерной геофизики наибольший интерес представляют совместные отложения калия с другими радиоактивными элементами, связанные в зоне гипергенеза с глинистыми минералами.

### **Важнейшие минералы урана и тория**

Известно более 160 минералов, в состав которых в заметных количествах входит уран, и более 100 минералов, содержащих торий. В зависимости от содержания указанных элементов эти минералы делятся на собственно урановые и ториевые (с содержанием более 30 %) и уран- и торийсодержащие. Среди урановых и урансодержащих минералов выделяют первичные и вторичные.

Группа первичных минералов урана представлена его оксидами и сложными безводными оксидами, содержащими титан, железо и торий. Среди оксидов, содержащих  $\text{U}^{4+}$  и  $\text{U}^{6+}$ , наибольшее распространение имеют уранинит, настуран и урановые черни (содержание урана 50-90 %).

*Уранинит* имеет обобщенную химическую формулу  $k(\text{U,Th})\text{O}_2 \cdot l\text{UO}_3 \cdot m\text{PbO}$ . Это плотный черный со смолистым блеском минерал, образующийся в пегматитах, пневматолитовых и гидротермальных жилах.

*Настуран* (урановая смолка) –  $k\text{UO}_2 \cdot l\text{UO}_3 \cdot m\text{PbO}$  в отличие от уранинита выделяется в виде плотных натечных форм и не содержит изоморфные примеси тория и редких земель. Образуется в гидротермальных жилах, имеет черный иногда с зеленоватым оттенком цвет.

*Урановые черни* имеют тот же состав, что и настуран, но отличаются порошковатым землистым строением. Урановые черни никогда не встречаются в плотных или кристаллических выделениях, имеют черный, темно-серый или зеленовато-серый цвет.

Уранинит и настуран – главные рудные минералы крупных урановых месторождений. Черни широко распространены в зоне окисления и цементации урановых месторождений.

Важными рудными минералами пегматитов и высокотемпературных жил являются титанаты урана: *браннерит* –  $(\text{U,Ca,Y,Th})(\text{Ti,Fe})_2\text{O}_6$ , содержание урана 28-44 %, а также

урансодержащий минерал *давидит* –  $(\text{Fe,U})\text{TiO}_3$  с содержанием урана 20 %. Цвет браннерита буровато-желтый, давидита – черный.

Вторичные минералы урана представлены сульфатами, карбонатами, фосфатами, ванадатами, молибдатами и силикатами уранила, а также гидроксидами урана. Среди них наибольший промышленный интерес представляют ванадаты (*карнотит*, *тюямунит*) и силикаты (*коффинит*). В отдельных случаях совместно с первичными рудами могут эксплуатироваться фосфаты и арсенаты урана. Гидроксиды, карбонаты, сульфаты и сульфат-карбонаты урана промышленного значения чаще всего не имеют. Однако некоторые из них, например *шрекингерит*, легко диагностируются и используются при поисках урана.

К урансодержащим минералам относятся органические соединения, сложные оксиды титана, галлия, ниобия, тория и редких земель, фосфаты и силикаты. Органические соединения урана представляют собой сложные уран- и торийсодержащие углеводородные комплексы переменного состава с черной окраской, образуют налеты и псевдоморфозы по настурану или землистые и сажистые скопления. Промышленное значение среди них имеют *тухолит* и *карбуран*. Урансодержащие минералы второй группы (оксиды Ti, TR, Ta, Nb, фосфаты, силикаты) являются комплексными рудами, из которых одновременно с ураном и торием извлекают титан, ниобий и редкие земли. В число минералов рассматриваемой группы входят пирохлор, бетафит, эвксенит, фергюсонит, самарскит, гатчетолит, колумбит и др. Урансодержащие фосфаты и силикаты представлены акцессорными минералами: ксенотимом, цирконом, ортитом, сфеном и др.

Ториевые и торийсодержащие минералы представлены оксидами и силикатами, а также сложными оксидами титана, тантала, ниобия, редких земель и фосфатами этих элементов. Все ториевые минералы в тех или иных количествах содержат в своем составе уран, вследствие чего могут рассматриваться как торий-урановые или торий-урансодержащие. *Ураноторит* и *макинтошит*, например, служат комплексным сырьем на уран и торий.

Рудными минералами тория, служащими для промышленной добычи, являются *торианит*, *торит*, *монацит*, *ксенотим*. Два последних являются акцессорными минералами, накапливаются в россыпях и разрабатываются не только на торий, но также на редкие земли, а иногда и на уран.

## Тема 5.2. Радиоактивность горных пород, вод и атмосферы

Радиоактивные элементы в малых количествах присутствуют во всех природных веществах, составляющих земную кору, гидросферу, атмосферу и биосферу Земли. Идея о всеобщем рассеянии химических элементов, об их «всюдности», как говорил В. И. Вернадский, была впервые доказана именно для радиоактивных элементов.

**Радиоактивность горных пород.** *Магматические породы.* Главная масса радиоактивных элементов заключена в горных породах, особенно магматических, которые составляют свыше 95 % всей массы земной коры. Замечено, что содержание радиоэлементов в магматических породах тем выше, чем больше они содержат  $\text{SiO}_2$ , т. е. чем большей кислотностью они обладают. Как видно из табл. 3.1, в породах средней кислотности, а тем более в основных и ультраосновных, содержание радиоэлементов соответственно уменьшается.

Таблица 3.1  
Содержание радиоэлементов в магматических горных породах, %  
(по А. П. Виноградову)

Породы	U, $n \cdot 10^{-4}$	Ra, $n \cdot 10^{-10}$	Th, $n \cdot 10^{-4}$	K	Si	Th/U
Кислые	3,5	1,2	18	3,34	32,3	5,1
Средние	1,8	0,6	7	2,31	26,0	3,9
Основные	0,5	0,27	3	0,83	24,0	6,0
Ультраосновные	0,003	0,01	0,005	0,03	19,0	1,7

Считая, что кора Земли состоит на две трети из кислых пород и на одну треть из основных и ультраосновных, А. П. Виноградов вывел из приведенных в табл. 3.1 данных средние содержания (кларки) радиоактивных элементов для земной коры в целом, %: урана –  $(2-4) \cdot 10^{-4}$ , радия –  $1,2 \cdot 10^{-10}$ , тория –  $1,2 \cdot 10^{-3}$ . Другие исследователи в понятие земной коры включают также гидросферу и атмосферу. Как показали подсчеты, для большинства химических элементов в обоих случаях получаются довольно близкие цифры, так как масса атмосферы относительно невелика по сравнению с твердой частью земной коры.

Характерной чертой геохимии урана-радия и тория является неравномерность их распространения в породах. Содержание радиоэлементов в одних и тех же петрографических разностях пород, одинаковых по минералогическому составу и структуре, сильно изменяется от одного места Земли к другому. Так, одинаковые по петрографическому составу граниты из разных мест земного шара существенно различаются по содержанию в них радиоэлементов. На практике часто оправдывается

следующее эмпирическое правило: гранитные породы розового и красного цветов более активны, чем серые и темные.

Разница в содержании урана в одинаковых породах как из разных регионов, так и из одного и того же обусловлена не только различием состава магматических расплавов, из которых образовались породы, но и геологическими условиями их формирования. Имеются указания на то, что концентрация радиоактивных элементов в породах одного и того же региона зависит также и от их геологического возраста: в породах более древнего возраста она ниже, чем в молодых.

Большое значение имеет выяснение форм нахождения радиоэлементов в магматических горных породах. Устанавливать количественное соотношение между различными формами нахождения урана в породах пока очень сложно, но выяснено, что радиоэлементы присутствуют в породах в различном виде.

Одной из форм нахождения урана в магматических породах являются минералы урана. В расплаве, из которого формируются эти породы, содержание урана невелико, а потому неблагоприятны и условия для образования самостоятельных урановых минералов. Минералы с высоким содержанием урана в магматических породах обнаруживаются редко. К ним относятся уранинит, торианит, браннерит, ураноторит, а иногда пирохлор, бетафит, самарскит. Например, в граните Бавено (Итальянские Альпы) около 10% всей радиоактивности обусловлено включениями уранинита, занимающими меньше одной миллионной части всего объема породы.

Другая форма нахождения урана – изоморфное вхождение его во многие акцессорные минералы: монацит, ксенотим, ортит, торит, циркон, пирохлор и др. В акцессорных минералах уран изоморфно замещает торий, цирконий, редкоземельные элементы, возможно, кальций. Концентрация урана в одних и тех же акцессорных минералах, взятых из одного и того же массива и даже образца горной породы, различна. Некоторые исследователи считают уран, изоморфно входящий в акцессорные минералы, главной формой нахождения его в горных породах. В некоторых гранитных массивах с акцессорными минералами связано около 90 % общего содержания урана и тория в породе.

Третья, пожалуй, самая распространенная, форма нахождения урана в магматических породах – это рассеянный уран. Рассеянный уран находится в адсорбированном состоянии на поверхности кристаллов и зерен минералов, скорее всего в виде группы уранила  $UO_2^{2+}$ , в растворенном виде и, возможно, в дефектах кристаллических структур минералов также в виде группы уранила. Среди породообразующих минералов содержание урана в цветных минералах (биотите, пироксенах, амфиболах)

выше, чем в полевых шпатах и кварце. Несмотря на это, в кварцево-полевошпатовой части гранитоидных пород находится в среднем от 12 до 60 % общего количества урана, имеющегося в породе. Например, в гранитоидах батолита с породообразующими минералами связано от 40 до 80 % и, а с акцессорными соответственно от 60 до 20 % общего содержания в них урана. В эффузивных породах главная часть урана сосредоточена в стекловатой или микрокристаллической основной массе.

Общее содержание урана в породе и соотношение между отдельными формами его нахождения могут изменяться при постмагматических процессах и метаморфизме, а также в результате выветривания. Постмагматические изменения обуславливают не только перераспределение урана в породах, но и его частичный вынос, что может привести к образованию постмагматических (гидротермальных и др.) месторождений урана. Даже перераспределение кларковых содержаний урана в горных породах вполне достаточно для образования крупных промышленных месторождений, так как в  $1 \text{ км}^3$  горной породы гранитного ряда имеется от 9 до 100 тыс.  $t$  U, а иногда и более.

Торий частично образует самостоятельные минералы: монацит, торит, ортит; частично он рассеян в виде атомов в кристаллической решетке других минералов, слагающих горные породы, и образует изоморфные смеси с ними или присутствует в форме окислов или других соединений, причем размеры этих включений настолько малы, что в обычный микроскоп их невозможно заметить. По геохимическим свойствам торий рассеян несколько меньше, чем уран, так как характер его рассеяния больше связан с механическим способом миграции и в меньшей степени с миграцией в водных растворах.

Радий и все другие продукты распада урана, а также продукты распада тория присутствуют в породах в рассеянном состоянии. Соотношение отдельных изотопов в магматических горных породах более или менее постоянно. Как говорилось выше, вследствие малых периодов полураспада продуктов распада тория элементы ряда тория находятся в горных породах и рудах в состоянии равновесия. Соотношение между элементами группы урана и радия, как правило, равновесное или близкое к нему. Для отдельных образцов горных пород, и особенно для урановых руд, отношение U/Ra может нарушиться вследствие того, что химические свойства этих элементов существенно различны, и поэтому они по-разному перемещаются с природными растворами.

Магматические горные породы характеризуются в среднем довольно постоянным отношением тория к урану, приведенным в табл. 3.1. Для отдельных массивов горных пород эти отношения иногда меняются.

*Осадочные породы.* Осадочные породы занимают 5 % объема литосферы, и, следовательно, масса заключенного в них урана составляет незначительную долю общей

массы его в земной коре. Однако осадочные породы залегают примерно на трех четвертях поверхности континентов и в них имеются большие по запасам месторождения урана.

Наибольшее распространение среди осадочных пород имеют песчаники, глинистые и карбонатные породы, причем вероятное соотношение между ними принимают равным 3:5:2 соответственно. Наиболее высокое содержание урана отмечено в глинистых породах: для глин Русской платформы оно составляет  $4,1 \cdot 10^{-4}$  %, для глинистых пород Северной Америки –  $3,2 \cdot 10^{-4}$  %. Наиболее высокая ураноносность глинистых отложений ( $100 \cdot 10^{-4}$  %<sup>100</sup> и более) отмечена для морских черных сланцев, концентрация урана в которых в ряде случаев достигает промышленных величин.

Содержание урана в карбонатных породах несколько меньше, чем в глинистых, и для карбонатных пород Русской платформы оно равно  $2,1 \cdot 10^{-4}$  %.

Для песчаников характерны еще более низкие концентрации урана. Так, для песчаников Северной Америки отмечались величины  $(0,3-1,2) \cdot 10^{-4}$  % U. Содержание радиоэлементов в других осадочных породах резко различно. Наименее ураноносны растворимые соли (галит и др.), они содержат менее  $1 \cdot 10^{-5}$  % U, в ангидритах и гипсах –  $(1-8) \cdot 10^{-4}$  % U.

При общих средних концентрациях радиоэлементов в различных осадочных породах в них встречаются повышенные концентрации урана, которые в ряде случаев дают промышленные месторождения. Для урана чрезвычайно характерна приуроченность его повышенных концентраций к осадочным породам, обогащенным органическим веществом.

Формы нахождения урана в осадочных породах изучены в меньшей степени, чем в магматических. Однако установлено, что основная масса урана в осадочных породах с нормальным кларковым и даже повышенным его содержанием, не измененным вторичными процессами поверхностного окисления, так же как и в магматических породах, не образует самостоятельных минералов и находится, по В.И. Вернадскому, в «рассеянном состоянии».

Поведение урана и тория в зоне осадконакопления резко различно, поэтому наблюдаются очень сильные колебания отношения Th/U в осадочных породах. В осадочных урановых месторождениях тория почти нет. Минералы тория в природных водах растворяются очень слабо, поэтому при выветривании горных пород на земной поверхности происходит разделение урана и тория. Месторождения тория образовались или непосредственно из магматических расплавов, или при механическом разрушении кислых горных пород, обогащенных минералами тория. Так образовались монацитовые

месторождения тория. В целом же среднее содержание тория в осадочных породах несколько выше, чем в магматических.

Сведений о радиоактивности метаморфических пород мало. Они указывают, что концентрация U и Th в них промежуточная между концентрациями в магматических и осадочных породах. Радиоактивность гнейсов близка к радиоактивности гранитов.

**Радиоактивность почв.** В результате выветривания и при участии растительных и животных организмов на поверхности горных пород образуется почвенный слой. А.П. Виноградов отмечает однообразие содержаний урана в почвах разных климатических зон, причем наблюдаются колебания в содержаниях не более чем в два раза. Изменения содержаний урана в разрезе также невелики. В ряде случаев отмечается несколько большее содержание урана в верхних частях почв, особенно для аридных зон, однако встречаются и обратные соотношения. В общем же содержание урана, радия и тория в почвах несколько ниже, чем в почвообразующих породах, а отношение Th/U во всех почвах, особенно в подзолистых и серых лесных, значительно выше, чем в горных породах, за счет которых они образовались (это отношение соответственно равно 40 и 50). Большое обеднение почв ураном (по сравнению с торием) объясняется тем, что уран легче переходит в растворы и уносится из почвы.

Растения и живые организмы также содержат радиоэлементы, но общая их радиоактивность в среднем в сотни раз ниже, чем радиоактивность горных пород. По данным А. П. Виноградова, содержание урана в растениях составляет  $n \cdot 10^{-8} \%$  или  $n \cdot 10^{-7} \%$  в их золе, радия –  $n \cdot 10^{-12} \%$ . Только в золе некоторых растений, произрастающих вблизи урановых месторождений, оно достигает  $n \cdot 10^{-2} \%$ . Д. П. Малюга находит, что обычно в золе растений содержится  $5 \cdot 10^{-5} \%$  U, а в золе растений на урановых месторождениях  $5 \cdot 10^{-4} \%$  U. В морских животных (моллюски, иглокожие и др.) содержится от  $4 \cdot 10^{-4}$  до  $2 \cdot 10^{-4} \%$ . Приведенные данные показывают (по А. П. Виноградову), что количество урана, которое концентрируют в себе живые организмы в настоящее время, явно недостаточно, чтобы объяснить высокие содержания урана в породах, обогащенных органическим веществом. Основная масса урана, связанного с органическим веществом, концентрировалась в нем не при жизни организмов, а после их отмирания, в продуктах распада.

**Радиоактивность вод.** В отличие от горных пород в поверхностных и подземных водах нет равновесия между элементами ни ториевого ряда, ни ряда урана-радия. Обогащение природных вод радиоактивными газами обусловлено процессом эманирования, твердые радиоэлементы переходят в воды благодаря процессам растворения и выщелачивания. Так как земная кора, согласно В.И. Вернадскому, является

подвижной системой «твердое вещество ↔ водный раствор», то в определенных условиях происходит и обратный процесс выпадения радиоизотопов в осадок.

Концентрация урана в морской воде колеблется в пределах  $(0,3-3,7) \cdot 10^{-6}$  г/л.

Распределение урана в озерных водах неравномерное и во многом определяется климатической зональностью. Наиболее низкие концентрации урана и других радиоэлементов обнаруживаются в воде проточных высокогорных озер, а также озер северных широт. Наиболее высокие – в воде мелких озер засушливых степей, в районах развития пород с высоким кларком урана или уранового оруденения. Содержание урана в воде озер зависит также и от других факторов (речной сток, осаждение с илами и др.). Среднее содержание урана в озерных водах около  $1 \cdot 10^{-6}$  г/л или несколько ниже.

В реках концентрация растворенного урана также изменяется в большом диапазоне: от  $1 \cdot 10^{-8}$  до  $n \cdot 10^{-5}$  г/л. На содержание урана в речных водах большое влияние оказывают климатические условия, причем особенно ярко оно проявляется на примере малых рек, вода которых в каждой почвенно-климатической зоне характеризуется своим химическим составом. Крупные реки испытывают меньшее влияние климата, но оно все же заметно, исключая периоды половодья.

Месторождения урана или многочисленные рудопроявления вызывают повышение содержания урана в водах малых рек и ручьев (до  $n \cdot 10^{-5}$  –  $n \cdot 10^{-4}$  г/л), причем концентрация урана возрастает более резко на ограниченных интервалах речных долин и сглаживается вниз по течению.

Обогащение речных вод ураном, а также  $\text{SO}_4^{2-}$ , Мо, Zn и другими его спутниками используется в гидрогеохимическом методе поисков урановых месторождений. Значительная часть урана речных вод (но обычно не более 30 % годового стока) приносится в них подземными водами.

Изотопы тория присутствуют в поверхностных водах в ничтожно малых количествах, так как практически не образуют растворимых соединений.

Содержание урана в подземных водах варьирует в очень больших пределах – от  $1 \cdot 10^{-8}$  до 2 г/л (в кислых рудничных водах). Главным источником поступления урана в подземные воды зоны активного водообмена обычно являются горные породы и, если имеются, урановые руды. Кроме того, он поступает с атмосферными осадками, а на отдельных площадях – с инфильтрующимися речными или сточными водами. Не исключено проникновение урана в подземные воды различных пород из трансгрессирующих водных бассейнов.

Распределение в подземных водах радиоэлементов, так же как и других растворенных в них компонентов, подчинено определенным закономерностям.

Наибольшее содержание радиоэлементов наблюдается в водах урановых месторождений, однако повышенные концентрации их отмечаются и в водах кислых магматических пород, а также в водах осадочных и метаморфических пород с повышенным содержанием в них радиоэлементов.

Содержание радиоэлементов в водах источников непостоянно и часто зависит от времени года: в весенне-летний период, когда увеличивается питание подземных вод, возрастает дебит источников и падает содержание радиоэлементов. По преимущественному содержанию радиоэлементов радиоактивные воды принято делить на следующие группы: радоновые, радиевые, радоно-радиевые, урано-радоно-радиевые воды гидротермальных месторождений, урано-радиевые воды осадочных месторождений. А. Н. Токарев предложил и более подробную классификацию месторождений радиоактивных вод, причем для отнесения вод к радиоактивным принимаются следующие пределы концентрации в них радиоэлементов:  $Rn > 50$  эман;  $Ra > 1 \cdot 10^{-11}$  з/л;  $U > 3 \cdot 10^{-5}$  з/л.

**Радиоактивность атмосферы.** В воздухе всегда содержатся радон и торон, которые находятся в виде свободных атомов. Актинон присутствует в ничтожном количестве и ввиду малого периода полураспада может быть обнаружен на высоте не более нескольких сантиметров над земной поверхностью. Одновременно с радоном в воздухе присутствуют короткоживущие продукты его распада в количествах, меньших равновесного с радоном.

Источником эманации являются горные породы и почвы, а поэтому содержание эманаций в атмосферном воздухе зависит от степени выделения (эксхалляции) их из почв. Выделение радона из почв с кларковым содержанием радия (вне рудников) в различных местностях колеблется в пределах  $(1 \div 14) \cdot 10^{-13}$  кюри/( $m^2 \cdot сек$ ) и зависит от совокупности метеорологических условий. Концентрация радона в приземном слое воздуха вне урановых рудников изменяется в пределах  $(0,1 \div 5,0) \cdot 10^{-13}$  кюри/л. Содержание торона близ поверхности земли составляет  $(4 \div 9) \cdot 10^{-14} - 1 \cdot 10^{-15}$  кюри/л.

Кроме эманаций в атмосфере всегда присутствуют радиоизотопы углерода ( $C^{14}$ , период полураспада 5600 лет) и водорода ( $H^3$ , период полураспада 12 лет). Как и обычный углекислый газ,  $C^{14}O_2$  поглощается при дыхании растениями и животными. По убыли радиоуглерода в растительных и животных остатках определяют их возраст. Изотоп водорода  $H^3$  (третий) вместе с осадками ( $H_2O$ ) выпадает на землю, и его используют в гидрогеологии для решения вопроса о происхождении, а иногда о «возрасте» воды.

После первых атомных взрывов в Хиросиме и Нагасаки в 1945 г., а также в результате последующих испытаний атомного оружия в атмосфере появились радиоактивные «осколки» – продукты деления урана и плутония, а также искусственно

радиоактивные изотопы, образующиеся при воздействии мощных потоков нейтронов на элементы атмосферы. Искусственно радиоактивные изотопы присутствуют в воздухе и постепенно осаждаются на землю. Создаваемая ими радиоактивность может повысить естественно радиоактивный фон и в атмосфере и на поверхности земли, что следует учитывать при поисках урановых месторождений радиометрическими методами.

### **Тема 5.3. Полевые радиометрические методы**

Из полевых методов при поисках и разведке месторождений радиоактивных элементов в настоящее время широко применяются гамма- и эманационные методы. Из гамма-методов в свою очередь находят применение аэро-, авто-, пешеходный, шпуровой методы, гамма-каротаж и гамма-опробование пород и руд.

Все гамма-методы основаны на регистрации  $\gamma$ -излучения. В основе эманационного метода лежит определение концентрации эманаций в пробах почвенного воздуха. Различие между методами заключается также в глубинности, характере объектов исследования, методике проведения работ и используемой аппаратуре.

Глубинность гамма-методов значительно меньше глубинности радонового эманационного метода – она не превышает 50 см при плотности пород  $2 \text{ г/см}^3$ .

Эманационный метод используется для поисков месторождений радиоактивных руд на участках, закрытых рыхлыми образованиями (наносами). Гамма-методы успешно применяют лишь на обнаженных участках или в районах с малой мощностью рыхлых экранирующих образований элювиально-делювиального состава.

Все гамма-методы имеют общие физические основы, но аэро-, авто-, пешеходный и шпуровой методы являются чисто качественными. С их помощью выявляются участки с повышенными интенсивностями  $\gamma$ -излучения – аномалии. Гамма-каротаж и гамма-опробование – количественные методы, позволяющие производить количественную оценку оруденения.

Из-за специфичности свойств радиоактивных руд радиометрические методы являются основными при их поисках и разведке. Комплекс методов, последовательность проведения работ зависят от конкретных геологических условий, но, как правило, все радиометрические исследования осуществляются совместно с геологическими, геохимическими, гидрогеохимическими исследованиями и методами общей геофизики.

#### **Аэрогамма-съёмка**

Аэрогамма-съёмка заключается в исследовании радиоактивности горных пород радиометром, установленным на самолете или вертолете, с последующей наземной проверкой перспективности обнаруженных аномалий. Современная аэрогамма-съёмка

является спектрометрической: аппаратура измеряет интенсивность  $\gamma$ -излучения в трех дифференциальных каналах и одном интегральном. По данным измерений в дифференциальных каналах вычисляют содержание урана (точнее, радия), тория и калия.

Так как аэрометод обладает высокой производительностью, его широко используют при оценке перспективности отдельных районов для постановки детальных наземных поисков. Он применим и на площадях, не проходимых для наземного транспорта. Наиболее эффективна аэрогамма-съемка в районах с равнинным или слабо-всхолмленным рельефом и сухим климатом, с удовлетворительной обнаженностью рудных тел или с аллювиально-делювиальными отложениями мощностью до 0,5–1 м при широком развитии первичных, механических и солевых ореолов. В районах с плохой обнаженностью, густой залесенностью, обильными атмосферными осадками, способствующими выщелачиванию и интенсивному рассеянию урана, а также в районах со сложно расчлененным рельефом аэрогамма-съемка менее эффективна.

*Теоретические основы.* При аэросъемке радиометр регистрирует сумму двух составляющих – излучения горных пород и фона. Интенсивность первой составляющей –  $\gamma$ -излучения горных пород – зависит от активности горных пород, активности и мощности наносов, а также высоты полета. С высотой эта составляющая уменьшается из-за поглощения излучения воздухом, а при ограниченном размере радиоактивного тела также за счет уменьшения телесного угла, под которым это тело «видно» с самолета или вертолета.

Влияние последнего фактора особенно значительно, когда размер активного тела  $r$  сравним или меньше высоты полета  $h$ . При  $r \ll h$  отмеченный телесный угол и интенсивность излучения уменьшаются с высотой пропорционально  $(r/h)^2$ . Поэтому даже для высокоактивных (на поверхности земли) аномалий малого размера интенсивность излучения, зарегистрированная радиометром, может быть сравнима с возможными колебаниями нормального фона рядовых горных пород. Вследствие этого аномальные участки небольших размеров (десятки квадратных километров) могут быть обнаружены только на высоте 25–50 м, и то лишь при высокой интенсивности излучения на поверхности земли.

Если двукратное уменьшение интенсивности для тела бесконечных размеров происходит на высоте 70 м, то при радиусе круглого тела 19,5 м – на высоте всего 10 м. На этом основан способ оценки размеров тела и интенсивности излучения на уровне земли по значениям высотного градиента, определяемого полетами на двух высотах.

Вторая составляющая излучения, регистрируемого радиометром (фон), тоже меняется с высотой, поскольку интенсивность космического излучения растет по мере

увеличения высоты. Поэтому для правильного учета (компенсации) фона необходимо учитывать высоту полета.

*Методика исследований.* Аэрогамма-съемка проводится аэропоисковыми партиями, в состав которых входят: летний отряд; отряд наземной детальной проверки аномалий: два-три отряда предварительной проверки, один поисковый, иногда буровой отряд. В партию входят также автотранспортная служба, дробильный цех, аналитическая лаборатория, ремонтные мастерские и радиостанция. Воздушные работы выполняются летом на основе договоров с территориальными организациями гражданской авиации и регламентируются соответствующими нормативными документами.

Проект работ составляют на основании «Геологического задания», выдаваемого вышестоящей организацией, исходя из результатов предшествующих работ по выбору и обоснованию площадей. Площади под съемку выделяют на основе анализа результатов предыдущих геологоразведочных работ и геолого-геохимических соображений о возможности урановых оруденений в тех или иных условиях. Перед составлением проекта проводят рекогносцировочную съемку маршрутами через 10-15 км. Ее цель: ознакомление с рельефом и обнаженностью пород, наличием ориентиров, изучение общего  $\gamma$ - и магнитного полей, среднего содержания U, Th и K в породах различного типа; установление характерных признаков последних, по которым можно их визуально определять с воздуха, и т. д. По результатам рекогносцировки определяют масштаб поисковых работ и очередность замеров отдельных площадей; намечают рабочую сеть маршрутов, обычно параллельную, вкрест простирания пород или основных геологических структур; выбирают несколько эталонных (полигонных) участков (с высокой, низкой и средней активностью) для определения масштаба записи по каналам содержания U, Th и K. Интегральный канал градуируют с помощью радиевого эталона. Размер полигонных площадей при самолетной съемке (АН-2) 1х0,2 км, для вертолетной (измерения в режиме зависания) – 50х50 м. К полигонным участкам предъявляют следующие требования: спокойный рельеф, хорошая обнаженность или полное покрытие рыхлыми отложениями, небольшие колебания концентраций U, Th и K в породах. Последние определяют по данным наземной  $\gamma$ -спектрометрии и анализа проб в лабораториях.

Аэрогамма-съемка проводится в комплексе с аэромагнитной съемкой, оказывающей большую помощь в истолковании результатов исследований, в первую очередь в выделении перспективных структур и комплексов.

Минимальная высота полета зависит от рельефа и определяется «Наставлением о полетах» Гражданского воздушного флота. Для равнинных районов она не менее 25 м, для

всхолмленных не менее 50 м, а для горных 75 м и более. В горных районах с перепадами высот до 400 м маршруты длиной 4-8 км прокладывают вдоль склонов или поперек них. Длина поисковых маршрутов в слабовсхолмленных районах 10-30 км в зависимости от масштаба работ. Обычные масштабы съемок 1:25000, реже 1:10000.

Диаграммы аэрогамма-станций протягивают равномерно во времени. Поскольку скорость полета трудно выдержать постоянной, для привязки результатов к местности через каждые 6-10 км на карте отмечают ориентиры. Привязку ориентиров осуществляют визуально, в том числе с применением подвижных ориентиров (погрешность 100 м), путем фотографирования курсографом (погрешность 20 м), а при спокойном рельефе также радиогодезическими методами (погрешность около 10-12 м).

Полигонные участки используют для определения и контроля масштаба шкал концентраций  $U(Ra)$ ,  $Th$ ,  $K$ . Для этого после подготовки аппаратуры к замерам выполняют четыре-пять замеров на высоте 40-50 м по профилю, проходящему через центр участка. Подобные замеры над всеми полигонами осуществляют 2 раза за полевой сезон. Один из эталонных участков используют для контрольного маршрута. Полеты по последнему осуществляют дважды в день до и после выполнения съемочных маршрутов.

Накануне съемочных маршрутов штурман наносит на карты поисковые маршруты, отмечает ориентиры, подлежащие засечке, намечает способы прокладки маршрутов и привязки результатов к местности. Перед вылетом оператор прогревает, проверяет и настраивает аппаратуру, после чего дает команду на взлет. В воздухе оператор с помощью рудных моделей и контрольных источников проводит настройку выходных каналов спектрометра; над водной поверхностью или на высоте 700-800 м компенсирует остаточный фон; градуирует канал записи высоты полета, настраивает канал блока автоматического приведения высот (АВП). Показания прибора при всех операциях по настройке регистрируют на ленте с записью на ней вида операций. Далее регистрируют показания спектрометра при полете над контрольным маршрутом. Затем повторяют последний маршрут предыдущего вылета, а далее штурман выводит самолет к началу очередного рабочего маршрута.

Детализацию с целью оконтуривания аномалии осуществляют серией коротких маршрутов (2-4 км), отстоящих друг от друга на 50-100 м и параллельных основным маршрутам, а также несколькими маршрутами, перпендикулярными к основному. Над центром аномалии сбрасывают вымпел; можно определять высотный градиент интенсивности  $\gamma$ -поля, что позволяет рассчитать по особой методике интенсивность поля па уровне поверхности земли; можно фотографировать аномалии (после набора достаточной высоты) или составлять штурманские кроки.

Выбор аномалий для детализации осуществляют с учетом геологических и геоморфологических особенностей. Например, если небольшая аномалия  $\gamma$ -поля связана с выходом кислых пород, то ее перспективность может быть невелика. Если же подобная аномалия на территории, закрытой наносами, сопровождается локальным изменением магнитного поля и пространственно совпадает с подчиненным определенному направлению понижением в рельефе, то такая аномалия заслуживает тщательной детализации. Другие основания для детализации: урановая или преимущественно урановая природа аномалий; небольшая величина обломков и пестрая их окраска (белые, желтые, бурые); характерные формы рельефа (вершины, седловины, выемки) и т. п. Решение о детализации может принимать и старший геофизик (геолог) при послеполевой интерпретации с учетом геолого-структурных данных и косвенных радиогеохимических признаков.

После полета оператор оформляет ленту, вносит в нее пояснительные записи к настроечным операциям; заполняет заголовок ленты и журнал контроля, настройки и регулировки станции.

*Обработка и интерпретация результатов.* Обработка лент включает следующие операции.

1. Определение цены деления каналов по измерениям на эталонных участках и построение шкал для каналов содержаний U, Th, K и шкалы доз для канала общего счета.
2. Усреднение записи каналов содержаний (сглаживание статистических флуктуаций).
3. Разбивка километража.
4. Введение поправок за влияние интегрирующей ячейки и других факторов.
5. Считывание с лент и определение показаний каналов (с помощью специальной палетки) и нанесение их на схемы маршрутов.
6. Построение карт содержаний U, Th, K, доз  $\gamma$ -излучения и напряженности магнитного поля.

Цену деления записи каналов содержаний U, Th, K определяют путем деления средних отклонений перописца над эталонным участком на средние содержания соответствующих элементов в последнем. Масштаб общего канала устанавливают (в пА/кг) по данным эталонирования радиевым источником. При разбивке километража скорость полета между соседними ориентирами считают постоянной. Расстояния между ними разбивают на отрезки 0,25; 0,5 или 1 км в зависимости от масштаба съемки. Считывание информации с лент осуществляют для нахождения характерных точек диаграмм с помощью палетки, не реже чем через 0,5 км. В качестве радиометрической

аномалии выделяют интервалы диаграмм (площади на картах), в которых показания хотя бы одного из каналов превышают средний фон более чем на  $1,3 \sigma$  (где  $\sigma$  – средние квадратические колебания среднего фона пород).

Аномальные записи, протяженность которых (на уровне половины их высоты) составляет более 350 м, называют локальными, от 350 до 500 м – нелокальными аномалиями, от 500 до 2000 м – узкими, а более 2000 м – широкими полями. В аномальные значения поля, имеющие ширину на половине аномального пика менее  $(4-5)\tau_{\text{я}}$  (обычно  $v \approx 50$  м/с,  $\tau_{\text{я}} = 0,5$  с для общего и 2 с для дифференциальных каналов), т. е. 100-125 м для общего и 400-500 м для других каналов вводят поправку на влияние инерционности аппаратуры. На поправочный коэффициент умножают максимальное значение интенсивности поля в конце аномалии.

При малых размерах аномалии интенсивность излучения, приведенную к уровню земли описанным способом, необходимо еще помножить на коэффициент, учитывающий уменьшение с высотой телесного угла, т. е. привести к интенсивности для бесконечной излучающей площади. Эта поправка нужна и при наличии в аппаратуре блока АПВ. Ее значение находят по специальным номограммам. При выделении аэрогамма-аномалий сразу отсеивают аномальные записи, связанные с аппаратурными помехами, влиянием рельефа и другими причинами. По величине приращений показаний общего канала выделяют аномалии малоинтенсивные (до 0,2 пА/кг), средней (0,2-0,6 пА/кг) и высокой (более 0,6 пА/кг) интенсивности. Достоверные результаты в дифференциальных каналах получают лишь для аномалий средней и особенно высокой интенсивности.

По исправленным значениям интенсивности поля строят карты профилей и карты равных значений интенсивности излучения, концентраций U, Th и K. По ним определяют нормальную радиоактивность горных пород и уточняют расположение аномальных участков.

Группу аномалий и узких полей единой геологической природы называют *аномальной зоной*. Их протяженность обычно от 2 до 30 км, ширина 1-10 км. Встречаются региональные аномальные зоны длиной до 100 км и более, связанные с общей геологической структурой.

Основными задачами следующего этапа – геолого-геофизической интерпретации данных (также выполняют в полевой период) – являются: оценка аномалий по их перспективности на радиоактивные элементы и выделение наиболее перспективных для наземной проверки; составление задания по объему и методике наземных работ: выявление аномалий, перспективных на другие виды полезных ископаемых (редкие земли, фосфориты, титаномагнетитовые, железные руды).

Оценку аномалий проводят по следующим критериям. Перспективность недостоверно спектрометрируемых аномалий (менее 0,2 пА/кг) оценивают в основном по качественным признакам. К благоприятным признакам относят локальность аномалий (размер от десятков до 300-500 м), совпадение аномалий с благоприятными геологическими структурами, геофизическими и другими критериями рудоносности. При оценке перспективности достоверно спектрируемых аномалий, кроме того, привлекают количественные критерии. К общим (априорным), т. е. выполняющимся в большинстве случаев, критериям относят следующие.

1. Концентрация урана (радия), более чем на  $3\sigma$  превышающая минимально аномальные показания канала, которые различны в разных районах, а в среднем составляют  $3-4 \cdot 10^{-4} \%$  для районов со слабоактивными породами, до  $6-7 \cdot 10^{-4} \%$  в районах с высокоактивными породами.

2. Значения  $Th/U > 1$  для урановых и  $Th/U > 5$  для ториевых и редкоземельных месторождений.

3. Значения  $U/K \geq 5$  (по интенсивности излучения в соответствующих каналах).

4. Относительная интенсивность урана (радия) в суммарном  $\gamma$ -излучении не менее 50 %.

Эти критерии должны уточняться в каждом районе в процессе поисковых работ.

*Наземная проверка аномалий* включает два этапа.

1. Предварительная наземная проверка имеет целью оконтуривание и определение природы аномалий. Для этого используют пешеходную или автомобильную  $\gamma$ -съемку, а на участках с наносами – эманационную съемку. Для прослеживания тектонических зон, контактов пород на слабообнаженных участках в небольшом объеме проводят наземные магнитометрические, иногда электроразведочные работы, проходят канавы и мелкие шурфы, на труднодоступных участках применяют вертолеты. На обнаруженных зонах оруденения прибегают к пешеходным  $\gamma$ -спектральным измерениям, литохимическому и радиогидрогеологическому опробованию, т. е. отбору проб пород, вод и т. д. на спектральный и химический анализы. Для отбраковки аномалий урана (радия), связанных со вторичными поверхностными концентрациями в рыхлых отложениях, применяют методы изотопных отношений свинца. Одновременно составляют схематическую структурную геологическую карту.

Признаками перспективности на этом этапе являются: преобладание урана над торием; повышение содержания урана с глубиной; наличие видимой урановой минерализации; интенсивные околорудные изменения (фиксируются  $\gamma$ -спектральным методом по привносу или выносу калия); наличие ореолов элементов-спутников урана, а

также приуроченность к благоприятным геологическим структурам и литологическим горизонтам.

2. Задачей детальной наземной проверки перспективных аномалий, выделенных на первом этапе, является определение: масштабов уранового оруденения, его связи с геологическими структурами; размера, морфологии и элементов залегания рудных тел; генезиса оруденения; необходимости и объемов дальнейших работ. На этом этапе проводят детальные радиометрические съемки и геологическое картирование на всей площади аномалии, магнито- и электроразведку для изучения глубинного строения. Основное внимание уделяют изучению выявленных аномалий на глубину с помощью скважин, а также прослеживанию перспективных зон канавами и шурфами. Горные выработки документируют (радиометрическое опробование,  $\gamma$ -каротаж), отбирают породы для радиометрического, спектрометрического и других анализов с целью определения содержания урана и других полезных ископаемых. Производительность отряда – проверка одного-трех перспективных участков за сезон.

Критериями перспективности изучаемых участков являются:

значительные масштабы оруденения по площади; обнаружение кондиционного уранового оруденения на глубине; наличие первичной урановой минерализации; благоприятный генетический тип оруденения; повышение содержания элементов-спутников урана; благоприятная морфология рудных тел; благоприятные условия для дальнейшей разведки.

Отряды наземной проверки кроме проверки аэроаномалий проводят также самостоятельные поиски на перспективных площадях, недоступных аэрометоду из-за сложности рельефа или других причин.

#### **Автомобильный гамма-метод**

Автомобильную  $\gamma$ -съемку (сокращенно автогамма-съемка) проводят с помощью автогамма-спектрометров АСГ-3, АСГ-4, подобных во многом (в том числе по точности) спектрометру аэрогеофизических станций, установленных на автомобиле высокой проходимости, а иногда на гусеничном транспорте. Сцинтилляционный детектор обычно устанавливают сзади автомобиля.

Автогамма-съемку можно проводить на участках с уклоном не более  $15^\circ$ . Наиболее благоприятны равнинные или холмистые незаболоченные и слабозалесенные районы с уклоном до  $5-8^\circ$ . При этом успешно фиксируются рудные тела и ореолы рассеяния размером от  $10 \text{ м}^2$ . Метод широко применяют при проверке аэроаномалий, а также для детальной съемки (масштаб 1:2000 и 1:5000) в районах выявленных перспективных рудопроявлений и месторождений. Автогамма-съемку обычно проводят в комплексе с

пешеходной  $\gamma$ -съемкой и эманационной съемкой, которые используют на участках, недоступных автотранспорту (пешеходная  $\gamma$ -съемка) или покрытых наносами (эманационная съемка).

Физические основы автогамма-съемки близки к основам аэросъемки. Например, в обоих случаях из-за регистрации диаграмм при непрерывном движении наблюдается влияние инерционности аппаратуры. Во многом аналогично решаются вопросы эталонирования (с помощью разных моделей и полигонных участков), подготовки к работе и контроля аппаратуры во время съемки. Переходные коэффициенты рудных моделей определяют перед выездом на поле путем сравнения результатов измерений в них и базовых моделях, насыщенных по  $\gamma$ -излучению, с содержанием U и Th от 0,01 до 0,05 %.

При оценке аэроаномалий автомобильной  $\gamma$ -съемкой ее часто комплексируют с методами навигационной привязки (топопривязчики ГАЗ-69-ТМГ). Порядок работы при этом следующий.

1. Подготовка топоосновы с расположением дорог, ориентиров и аэроаномалий.
2. Прохождение автомобильным спектрометром контрольного маршрута.
3. Установка вблизи аномалии топопривязчика и его ориентирование.
4. Поиск эпицентра аномалии путем прохождения нескольких маршрутов на скорости 5-10 км/ч от ориентира до аномалии и далее до выхода на фоновые значения.
5. Оконтуривание аномалии в масштабе 1:2000-1:10000 в зависимости от ее размеров, при необходимости с дополнительными измерениями на точках (в эпицентре и фоновом поле).
6. Закрепление аномалии на местности, проведение геологических наблюдений,  $\gamma$ -измерения в местах отбора проб (на поверхности и в закопушках).

Автогамма-съемку можно проводить либо на площадях, перспективность которых установлена аэрогамма-съемкой в сочетании с наземной проверкой аномалии, либо для первичного опознания. При этом ее подразделяют на два вида.

А. Маршрутную съемку проводят в условиях расчлененного рельефа по составленной заранее схеме заездов (маршрутов) с максимальным использованием дорог, но так, чтобы они пересекали перспективные структуры. Заезды прокладывают по естественным ориентирам (холмы, кустарники и т. п.), их прохождение отмечают на диаграмме. Маршрутную съемку часто используют в порядке рекогносцировки перед площадной съемкой для уточнения обнаженности пород, нормального  $\gamma$ -поля в породах основных типов. Чтобы повысить точность оценки содержания U, Th в нормальном поле, проводят также точечные замеры на выходах коренных пород. По результатам рекогносцировки

устанавливают масштаб поисков, направления магистралей, очередность опоскования отдельных площадей.

Б. Площадную съемку проводят по правильной сети профилей. Расстояние между профилями зависит от масштабов съемки, которые могут изменяться от 1:2000 до 1:25000 в зависимости от этапа работ. Для более точной привязки результатов съемки к местности при масштабе не мельче 1:10000 предварительно разбивают опорную сеть, состоящую из одного профиля или чаще двух базисных линий, между которыми проводят заезды. Длину маршрутов выбирают такой, чтобы вышка-ориентир на магистрали была видна с концов маршрута. На диаграмме отмечают моменты прохождения автомобилем магистралей (начала и конца маршрутов). С помощью особых знаков или кратких записей на ленте регистрируют также характер поверхности, коренные выходы и высыпки пород, задернованные участки и т. д.

Если обнаружено аномальное повышение  $\gamma$ -излучения (превышающее максимальные флуктуации нормального поля в 2-3 раза), то после выхода в нормальное поле для уточнения положения максимума интенсивности проходят короткий маршрут в обратном направлении на минимальной скорости (2-5 км/ч). Аномалии далее детализируют серией параллельных маршрутов. Длину детализационных маршрутов выбирают так, чтобы был выход в нормальное поле на 200-300 м. После закрепления (вехой, колом и т. п.) местоположения максимума активности, отбора образцов и нанесения его на схему детализационных маршрутов съемку продолжают обычным порядком с места, где был прерван основной маршрут. Скорость съемки 15-20 км/ч, а при детализации не более 5 км/ч. Для контроля стабильности работы прибора через каждые 20-30 мин к датчику подносят источник  $^{60}\text{Co}$ . Для контроля качества съемки проводят также повторные заезды на 5-10 % профилей.

*Обработка результатов* автогамма-съемки аналогична таковой при аэрогамма-съемке. Она заключается в усреднении диаграмм всех каналов, разбивке профиля на отрезки с постоянными показаниями (обычно по 50-250 м), переводе интенсивности  $\gamma$ -излучения общего канала в пикоамперы на килограмм, введении поправки на инерционность, а на профилях, проходящих в ущельях, тоннелях и т. п., также на изменения рельефа. За нулевую линию принимают уровень остаточного поля. Отсчеты записывают против интервалов, на которые разбит профиль. Далее строят карты профилей или равных значений  $I$ , концентраций  $U$ ,  $Th$  и  $K$ .

*Интерпретацию* этих материалов с целью выделения перспективных аномалий осуществляют в комплексе с данными о геологической обстановке на профилях, что позволяет, например, отбраковывать аномалии, связанные с выходами, высыпками

коренных пород повышенной активности. Особого внимания заслуживают повышения  $\gamma$ -активности, приуроченные к участкам задернованной поверхности, площадям развития рыхлых отложений, выходам источников вод, долинам, конусам выноса и т. д., поскольку такие повышения часто связаны с ореолами рассеяния скрытых рудных тел, потоками рассеяния радиоактивных минералов.

Проверку автогамма-аномалий проводят в три этапа.

Первый этап – геологическое и геоморфологическое обследование аномальной площади (обычно параллельно с пешеходной гамма-съемкой) – имеет целью установление комплекса пород и геологических структур, с которыми пространственно связана аномалия, а также уточнение местоположения максимумов интенсивности.

Второй этап включает геолого-радиометрическое обследование участка с составлением схемы геологического строения, эманационную съемку по трем-пяти профилям вкрест простирания аномалии с определением природы радиоактивности путем раздельного определения  $R_n$  и  $T_n$  в 20-30 % точек, включая и максимум  $\gamma$ -аномалии, металлометрическое опробование на уран и элементы-спутники по двум-трем профилям с шагом 10-20 м; прохождение канав и шурфов для вскрытия участков повышенной эманации; бороздовое опробование горных выработок.

Если в результате этих работ не выяснится бесперспективность аномалии, то проводят исследования третьего этапа: детальную проверку аномалии с применением геолого-геофизических и горнобуровых работ.

Разновидностью автогамма-съемки для участков с рыхлыми отложениями мощностью до 1-1,2 м является *плужная  $\gamma$ -съемка*: канавокопателем прокладывают борозду, вскрывая коренные породы или ореолы рассеяния, а интенсивность  $\gamma$ -излучения измеряют автогамма-радиометром, установив детектор под отвальным лемехом плуга.

#### **Пешеходный гамма-метод**

Пешеходный гамма-метод заключается в исследовании радиоактивности пород с помощью переносного радиометра (в основном интегрального). Это наиболее распространенный радиометрический метод, используемый на большинстве этапов геологоразведочного процесса для решения разнообразных задач. На поисковом этапе пешеходный гамма-метод в комплексе с другими применяется как для проверки аэрогамма-аномалий, так и при самостоятельных наземных поисках месторождений радиоактивных элементов и сопутствующих им полезных ископаемых. Его широкое применение обусловлено: простотой методики и наличием простой в обращении, портативной и достаточно чувствительной аппаратуры; высокой результативностью и относительно небольшой стоимостью съемки; возможностью применения в любых

геоморфологических и климатических условиях, включая горные и иные районы, недоступные для аэро- и автогамма-съемки, а также районы обводненных наносов или болот, недоступных для эманационной съемки.

*Глубинность гамма-методов* относительно невелика. В среднем для наносов глубинность  $\gamma$ -метода составляет, как правило, 40-45 см.

Дальнейшее увеличение глубинности возможно лишь за счет развития ореолов рассеяния над активными объектами. В условиях аридной зоны, где доминируют механические и смешанные (механические и солевые) ореолы, съемкам не препятствует даже наличие рыхлых отложений элювиально-делювиального типа мощностью до 1-2 м и более.

Наиболее благоприятны для применения поверхностной пешеходной гамма-съемки обнаженные участки и районы с развитием открытых механических или солевых ореолов. Обычно это районы с расчлененным рельефом и широко развитой современной гидросетью. Неблагоприятны для поверхностной съемки районы с большой мощностью современных отложений и районы, хотя и с малой мощностью наносов, но с резко выраженным промывным режимом, приводящим к вымыванию радиоактивных элементов из зоны исследования гамма-метода. Поэтому до пешеходной гамма-съемки необходимо составить карту природных условий района проведения работ с указанием состава и характера рыхлых отложений, их мощности, а также климатических и геоморфологических особенностей района.

*Методика исследований.* В зависимости от задачи и глубины залегания представительного горизонта выделяют следующие виды пешеходного гамма-метода: поисковые геолого-радиометрические маршруты: поверхностная  $\gamma$ -съемка; шпуровая  $\gamma$ -съемка; спектрометрическая  $\gamma$ -съемка. Для первого вида характерно значительное превышение расстояния между маршрутами над расстояниями между точками наблюдений на маршруте.

Поисковые геолого-радиометрические маршруты проводят для уточнения геологического строения района, изучения радиоактивности пород и предварительной оценки доступности площади для  $\gamma$ -методов. Маршруты прокладывают вкрест простирания пород и проводятся геологом в сопровождении оператора (техника-геофизика). Плотность точек наблюдения намечают исходя из масштаба поисков и сложности геологического строения. На участках простого строения с небольшим изменением радиоактивности по маршруту расстояние между точками наблюдения достигает 20 м при масштабе съемки 1:10000 и 40-50 м при более мелком масштабе съемки. В пределах зон

тектонических нарушений, на участках частой смены пород и при больших колебаниях радиоактивности это расстояние уменьшают вдвое.

Оператор медленно передвигается (скорость 1-2 км/ч) по маршруту, держа выносной датчик на высоте 5-10 см от поверхности земли. Он непрерывно прослушивает скорость счета с помощью телефона и берет отсчеты показаний по стрелочному прибору радиометра в отдельных точках, прикладывая датчик к обследуемой поверхности. Отсчет записывает в журнал (в пА/кг или иногда в делениях шкалы). Кроме измерений по маршруту оператор отклоняется от него в полосе шириной до 100 м для обследования имеющихся горных выработок, обнажении пород, крупных валунов, осыпей и т. п. Особое внимание уделяют зонам тектонических нарушений, дробления, окварцевания, гематизации, лимонитизации контактов пород. На малоактивных участках с возможным выносом урана проводят измерения в закопушках. Обо всех изменениях радиоактивности оператор сообщает геологу.

При обнаружении на маршруте точки с повышенной активностью проводят более тщательное обследование окружающей зоны. После нахождения точки с максимальной в этой зоне активностью измеряют активность в закопушках с целью обнаружения высокоактивного образца. Аномальные точки отмечают на местности репером. Для определения размера аномалии можно исследовать дополнительные профили, параллельные маршруту (основному профилю). На поисковом этапе параллельно с  $\gamma$ -измерениями проводят геологические наблюдения, отбирают образцы пород, пробы воды, растений, донных осадков для последующего лабораторного изучения.

Поверхностную  $\gamma$ -съемку проводят по правильной (геометрической) сети маршрутов (профилей) в масштабе от 1:50000 для выявления промышленных месторождений до 1:5000 для тщательного опоскования геологических структур, прилегающих к известным месторождениям или рудопроявлениям. Съемка более крупного масштаба имеет целью оконтуривание аномалий, выявленных при поисках, выяснение связи аномалий с теми или иными породами, выбор места заложения горных выработок для вскрытия рудных тел в коренном залегании. Расстояние между профилями берут несколько меньше ожидаемого радиуса объектов поиска (ореолов, зон оруденения и т. п.). При масштабе крупнее 1:25000 осуществляют предварительную разбивку магистралей, при мелком масштабе маршруты проходят с помощью горного компаса.

Перед началом массовых измерений по данным рекогносцировки уточняют природные условия ведения работ, мощность и характер рыхлых отложений, условия формирования в них ореолов рассеяния, нормальные значения радиоактивности отдельных типов горных пород. Выделяют наиболее перспективные по геологическим

данным участки, устанавливают последовательность опознания площади, намечают маршруты (профили) обычно вкрест простирания геологических структур, зон тектонических нарушений, контролирующих оруденение. Выделяют площади для проведения шпуровой съемки, устанавливают ее глубинность.

Перед началом работы в маршрутах проверяют, настраивают и градуируют аппаратуру, определяют ее чувствительность. В дальнейшем чувствительность контролируют ежедневно и при ее изменении по сравнению с датой градуирования на 10 % и более осуществляют внеочередную настройку и градуирование прибора.

По правилам техники безопасности на маршруте работают не менее двух человек. В начале маршрута в журнале записывают дату, название участка, номер маршрута, масштаб поисков, фамилию геолога или оператора, тип, номер прибора, дату его градуирования, схему расположения маршрута. На топографической карте отмечают начало и направление маршрута. Расстояние между точками наблюдения изменяют от 5-10 м при частой смене пород различной радиоактивности до 40-50 м при редкой смене пород. Показания прибора в фиксированных точках снимают с выдержкой 6-9 с и записывают в журнал. Как и при маршрутной съемке, непрерывно прослушивают телефон при переходах между точками и обследовании обнажении, осыпей, обвалов в полосе шириной 50-100 м.

При обнаружении аномалии маршрут прерывают для предварительного ее изучения: обследования активности в радиусе 10-20 м, определения типа пород, с которыми связана аномалия. В точках максимальной активности почвенный слой расчищают молотком для измерения активности пород на глубине и возможного обнаружения рудного образца. Если размер аномалии не превышает  $n \cdot 10 \text{ м}^2$ , то ее сразу же детализируют путем сплошного исследования площади аномалии. После закрепления аномалии на местности (туры из камней, затесы или заломы на деревьях) маршрут продолжают. Аномалии большего размера оставляют для последующей детальной съемки (масштаб 1:1000 или 1:2000), оконтуривания и предварительной оценки, т. е. определения ее происхождения и связи с рудным телом.

Резконеоднородное  $\gamma$ -поле характерно для механических ореолов, равномерное – для солевого ореола или (при низкой активности примерно 1-2 пА/кг) вторичных концентраций урана в рыхлых отложениях. Максимальная активность в отдельных точках может дать представление о возможных концентрациях радиоактивных элементов в рудном теле.

*Спектрометрическую  $\gamma$ -съемку* проводят с помощью полевых спектрометров типа СП-3М, СП-4, РКП-305 с целью: выделения слабых уран-радиевых аномалий на фоне

переменных концентраций Th и K; определения природы аномалий, обнаруженных полевыми радиометрами; изучения распределения в породах U, Th и K.

Отличия спектрометрической съемки от  $\gamma$ -съемки обусловлены в основном меньшей статистической точностью измерений и менее устойчивой работой спектрометрической аппаратуры по сравнению с интегральными радиометрами. С учетом этого прибор до измерений должен прогреваться не менее 30 мин. На каждой точке с помощью калибровочного источника корректируют усиление, а измерения обычно проводят с использованием счетчика импульсов и в зависимости от активности пород и чувствительности (типа) прибора время измерения 1-2; 1-3; 1-5 мин для калиевого, уранового и ториевого каналов соответственно. Время измерения для общего канала 3-10 мин. Меньшая производительность измерений обуславливает меньшую плотность точек наблюдения, чем при детализации аномалий интегральным  $\gamma$ -радиометром. Число профилей, пересекающих аномалию (вкрест простирания), должно быть не менее трех, точек на профиле – не менее 11 (пять в пределах аномалии, по три в обе стороны за ее пределами).

*Шпуровую  $\gamma$ -съемку* проводят на площадях, где рудные тела или их ореолы перекрыты рыхлыми неактивными отложениями мощностью 1-3 м и поэтому недоступны для обычной  $\gamma$ -съемки, а применение более глубинных методов (эманационный и др.) нецелесообразно (обводненность отложений, выход на поверхность непроницаемых для эманаций пород и т. д.). Измерения проводят шпуровыми модификациями пешеходных радиометров (СПП-68-03 и т. п.).

Забой шпуров должен достигать представительного горизонта. Густота сети наблюдений от 250x10 м при масштабе 1:5000 до 10x2,5 м при масштабе 1:1000. При масштабе 1:10000 и крупнее сеть разбивают заранее. Измерения начинают с забоя. Если там обнаружена высокая активность, то обследуют всю мощность вскрытых отложений через 10-20 см. При обнаружении аномалии маршрут прерывают с целью ее предварительной оценки. Для этого через каждые 2 м и до выхода в нормальное поле по обе стороны от шпура с аномальной активностью проходят дополнительные шпуры. Далее прокладывают дополнительные маршруты параллельно основному на расстояниях 5-20 м в зависимости от размера аномалии. Схему детализационных профилей вносят в журнал и на топооснову. В журнале записывают номера маршрутов (профилей) и точек, расстояние между ними, глубину шпуров, мощность дозы  $\gamma$ -излучения, характер рельефа и рыхлых отложений и т. п.

При мощности наносов от 3 до 20 м используют самоходные гидравлические погружатели, задавливающие специальный радиометр в рыхлые отложения и

обеспечивающие одновременно с проходкой шпура автоматическую регистрацию  $\gamma$ -активности с глубиной, а также отбор проб керна, воды и газа для анализа (пенетрационный картаж).

*Обработка результатов* пешеходной съемки включает:

- а) перевод при необходимости в пикоамперы на килограмм показаний, зарегистрированных в делениях шкалы (с помощью эталонировочного графика или переводной таблицы), и вычитание натурального (при измерениях на поверхности) или остаточного фона (при измерениях в шпурах);
- б) нанесение результатов измерений, включая радиоактивность обнажений, горных выработок и водопунктов, на радиометрическую карту, выполненную на кальке и являющуюся накладкой на геологическую карту;
- в) графическое изображение результатов съемки в виде карты профилей интенсивности излучения, карты изолиний интенсивности  $\gamma$ -излучения и т. п.;
- г) геологическую интерпретацию результатов, т. е. изучение нормального распределения радиоактивных элементов в различных комплексах пород, выявление участков повышенной активности среди однотипных пород с целью постановки на этих участках детальных исследований, локальных аномалий  $\gamma$ -поля и их перспективную оценку.

За аномалию принимают превышение активности над средним фоном пород более чем на утроенное значение среднего квадратического колебания нормального фона. Аномалии  $\gamma$ -поля заносят в кадастр аномалий и делят на три группы: а) рудные аномалии, связанные с рудными скоплениями радиоактивных элементов или ореолов их рассеяния; б) аномалии, связанные с потоками рассеяния; в) безрудные аномалии, связанные с изменением нормальной радиоактивности горных пород, степени их обнажения и т. п.

Рудные аномалии, в свою очередь, подразделяют на урановые, уран-ториевые и ториевые. По протяженности аномалии разделяют на локальные (до 0,35 км) и нелокальные.

*Оценка аномалий* – завершающий этап наземных поисков, имеющий исключительное значение для эффективности поисковых работ в целом. Из большого числа аномалий, выявленных при съемке, лишь несколько процентов оказываются связанными с рудопроявлением, а из них лишь небольшая часть (несколько десятых процента) являются промышленными месторождениями.

Для сокращения объема горных выработок сначала проводят предварительную разбраковку аномалий, связанных с повышенной радиоактивностью отдельных разностей пород (породные аномалии), а также с непромышленными накоплениями радиоактивных

элементов. К сожалению, четких радиометрических критериев для разделения аномалий на рудные и нерудные нет. Ни интенсивность излучения, ни размер и форма аномалий в общем случае не могут вполне однозначно определить перспективность аномалии. Например, интенсивность излучения для некоторых разностей магматических пород может достигать 3-4 пА/кг, в то же время наличие неактивных наносов мощностью 2-3 м может полностью экранировать  $\gamma$ -излучение высокоактивных урановых руд.

Однако комплексное рассмотрение результатов  $\gamma$ -съемки совместно с магнитными и геоморфологическими данными, сведениями о приуроченности аномалий к определенным геологическим комплексам и тектоническим зонам позволяет в ряде случаев довольно уверенно отнести аномалии к рудным. При оценке аномалий кроме признаков, рассмотренных для аэрогамма-метода, учитывают интенсивность аномалий и содержание элементов-спутников. Достаточно высокая интенсивность  $\gamma$ -поля, соответствующая содержанию урана в приповерхностном слое более 0,01 % (т. е, примерно 7 пА/кг), является признаком перспективности аномалии. Однако и для рудных аномалий часто интенсивность бывает невысока.

Оценочные работы начинаются с детализации и оконтуривания выявленных  $\gamma$ -аномалий непосредственно в процессе съемки. В нескольких точках максимальной радиоактивности определяют ее природу (уран или торий) с помощью эманометров или  $\gamma$ -спектрометров, отбирают образцы для лабораторного радиометрического анализа и спектрального анализа на элементы-спутники урана (Mo, Cu, Pb, Co, Bi, Zn, V и др.). Одновременно проводят геологические наблюдения.

При интерпретации результатов шпуровой съемки показателем перспективности аномалии является также закономерное повышение активности с глубиной шпура. По исследованиям в шпурах, закопашках приближенно определяют концентрацию урана в породе.

Если перечисленные предварительные работы говорят в пользу перспективности аномалии, то аномалию передают для дальнейшего изучения скважинами или горными выработками. Окончательную оценку промышленного значения аномалии дают после отбора образцов радиоактивных руд и их всестороннего исследования.

*Радиометрическая документация горных выработок.* Во всех горных выработках, проходимых при поисковых и разведочных, а также эксплуатационных работах на уран, совместно с геологической документацией осуществляют и их радиометрическое обследование (проводят радиометрическую документацию) с целью выделения и оконтуривания вскрытых рудных тел. В зависимости от условий и вида выработок радиометрические наблюдения можно проводить различными способами.

А. Прослушивать с помощью телефона стенки, почву и кровлю выработок полевыми (пешеходными) или рудничными радиометрами и измерять интенсивность по оси выработки на участках с повышенным фоном.

Б. Проводить профилирование стенок, почвы и кровли. Для этого измеряют (прикладывая гильзу прибора к стенке выработки, к осевой линии кровли или почвы) интенсивность с шагом около 1 м (на участках повышенной активности – 10-25 см); в канавах проходят по одному профилю на дне и на одной из стенок. В шурфах через каждые 1-1,5 м проходки измеряют активность в одной точке на забое и на стенке. В крупных подземных выработках профили располагают по периметру выработки. Число точек на профиле – три-восемь, расстояние между профилями 2-10 м.

В. Проводить  $\gamma$ -съемку, т. е. измерение активности стенок и кровли (почвы) по определенной сетке точек (обычно 20x20 см) на аномальных участках с целью определения площадных размеров рудного тела.

Аномалии при поисках выделяют по критериям, принятым при полевой  $\gamma$ -съемке, а при разведке и эксплуатации месторождений – исходя из требований к руде. При обследовании горных выработок показания прибора выше, чем на поверхности, так как излучающая поверхность здесь расположена под телесным углом более  $2\pi$  (в закрытых выработках под углом  $4\pi$ ). Для уменьшения влияния соседних участков и других стенок выработки на прибор надевают цилиндрический экран из свинца толщиной 1 см, имеющий щель, направленную к исследуемому участку. При этих работах прибор градуируют также с экраном.

#### **Эманационный метод**

Эманационный метод основан на изучении концентрации радиоактивных эманаций в почвенном воздухе. Его используют в основном при крупномасштабных поисках урана и тория на участках, закрытых рыхлыми отложениями мощностью до 5-8, а иногда до 10 м, а также для прослеживания тектонических нарушений. Преимущество эманационного метода – относительно высокая глубинность исследования, а недостаток – резкое падение глубинности и эффективности в условиях малопроницаемых, сильно увлажненных и мерзлых грунтов. Эманационную съемку также применяют для прогноза землетрясений, определяя рост во времени интенсивности эманаций.

Различают обычную (приповерхностную) и глубинную съемку. Первую пробу для анализа отбирают с глубины 0,8-1 м, вторую – из шурфов глубиной от 1,5 до 10 м и более, проходимых с помощью самоходных буровых установок.

*Теоретические основы.* Часть атомов эманаций ( $Rn$ ,  $Tn$ ,  $An$ ), образующихся при распаде изотопов радия, из минеральных зерен породы попадает в поровое пространство,

заполненное газом или жидкостью. В результате диффузии, движения подземных вод и почвенного воздуха эманации могут уноситься на значительное расстояние, создавая вокруг рудных тел газовые ореолы рассеяния.

Отношение количества эманаций, выделяющихся из породы в ее поры, ко всему количеству образующихся эманаций называют *коэффициентом эманирования*  $k_э$ , который колеблется от долей процента (в породах с плотной кристаллической решеткой) до 95-98 % (в сильно разрушенных породах). Широкий интервал изменения коэффициента эманирования затрудняет интерпретацию результатов эманационной съемки, поскольку возможно образование значительных аномалий в породах с умеренной радиоактивностью, но высоким коэффициентом эманирования.

Объемная активность эманаций  $a$  в порах бесконечно однородной среды определяется формулой

$$a = a_{mx} \delta k_э / k_п, \quad (3.1)$$

где  $a_{mx}$  – удельная (массовая) активность радиоактивного элемента, из которого образуется эманация;  $k_п$  – коэффициент пористости в долях от объема породы;  $\delta$  – плотность породы. Если  $a_{mx}$  выразить в беккерелях на грамм, то значение  $a$  получим в беккерелях на кубический сантиметр. Формула (3.1) в применении к почвенному воздуху пригодна для оценки концентрации эманации лишь на достаточно большой глубине, где отсутствует влияние утечки в атмосферу.

По мере удаления от рудного тела или другого источника эманаций их концентрация убывает тем быстрее, чем больше постоянная распада  $\lambda$  и чем ниже коэффициент диффузии эманаций в породе  $D$ .

Решение уравнения диффузии газа в предположении, что мощность наносов значительно больше, чем расстояние  $x$  от активного пласта до точки измерения, приводит к формуле

$$a = a_0 \exp(-x \sqrt{\lambda/D}), \quad (3.2)$$

где  $a_0$  – активность эманаций в кровле активного пласта.

Вблизи дневной поверхности отношение  $a/a_0$  в действительности убывает быстрее, чем это следует из формулы (3.2), вследствие интенсивной утечки эманаций в воздух и на границе с воздухом становится почти равным нулю. Формула (3.2) позволяет приближенно оценить глубинность эманационной съемки. Предположим (это близко к действительности), что чувствительность прибора, а также колебания нормального фона таковы, что можно обнаружить повышение эманаций по сравнению с нормальным фоном на  $a_{\min} = 40$  Бк/л. Пусть концентрация урана в пласте  $10^{-2}$  % (активность Ra  $a_{Ra} = 1,1$  Бк/г);

$k_3=0,1$ ;  $k_n=0,1$ ;  $\delta=2,3$  г/см<sup>3</sup>. Тогда концентрация радона  $a_0$  в поровом пространстве согласно формуле (3.1) будет

$$a_0 = a_{Ra} \delta k_3 / k_n = 3 \text{ Бк/см}^3 = 3 \cdot 10^3 \text{ Бк/л.}$$

Подставляя эту величину, а также типичное значение  $D=10^{-2}$  см<sup>2</sup>/с в формулу (3.2), находим, что концентрация  $a_0=40$  Бк/л достигается на расстоянии

$$x = \sqrt{(D/\lambda) \ln(a_0/a)} = 0,43/\sqrt{\lambda}.$$

Расчеты для Rn ( $\lambda=3,05 \cdot 10^{-6}$  с<sup>-1</sup>) дают  $x=250$  см, а для Tn и An – 3,1 и 1,1 см соответственно.

С учетом обычной глубины отбора проб (0,8-1 м) глубинность съемки по радону при принятой активности пласта составит 3,5 м от земной поверхности, а в рыхлых отложениях с высоким коэффициентом  $D$  – до 6-7 м. Глубинность съемки по Tn и An практически совпадает с глубиной отбора проб. При наличии механических и солевых ореолов глубинность метода возрастает.

Основным фактором, определяющим глубинность съемки для данного изотопа, является коэффициент диффузии  $D$ . При уменьшении пористости, проницаемости и влажности пород и почв  $D$  снижается от  $7 \cdot 10^{-2}$  до  $(2-3) \cdot 10^{-4}$  см<sup>2</sup>/с. Именно низким значением  $D$  обусловлена неэффективность эманационных поисков в условиях заболоченности, вечной мерзлоты, в моренных отложениях, а также частично на обнажениях плотных коренных пород с низкой проницаемостью. Наиболее благоприятны для проведения эманационной съемки площади развития рыхлых отложений однородного состава с относительно постоянной мощностью (в пределах 1-5 м) и небольшими колебаниями нормального эманационного поля. Последнее в зависимости от содержания U и Th в породах и наносах, значений  $k_3$ ,  $k_n$  и влажности может изменяться от 5-10 до 60-80 Бк/л. При мощности малопроницаемых наносов (пород) более 1,5-2 м обычные эманационные методы малоэффективны, и вместо них используют глубинные поиски.

*Методика исследований.* Для определения концентрации эманаций в почвенном воздухе в заранее намеченных точках механическим или ручным способом пробивают шпур глубиной 0,8-1 м. В шпур устанавливают пробоотборник, соединенный через шланг с пылеуловителем и камерой эманометра, насосом прокачивают почвенный воздух через эманационную камеру. Концентрацию эманаций в камере измеряют через 15-20 с после отбора воздуха (мгновенный отсчет). Для определения природы аномалии на каждой десятой точке проводят дополнительное измерение через 1 мин (одноминутный отсчет), а при выявлении аномалий – также через 2 и 3 мин после введения пробы (двух- и трехминутные отсчеты).

Из-за накопления в камере дочерних продуктов распада эманаций показания эманометра после отбора пробы изменяются во времени сложным образом. При малых временах измерений (намного меньше периода полураспада радона), используемых на практике, показания  $I_1$  и  $I_2$  при  $I_1$  и  $I_2$  связаны с концентрациями радона и торона соотношением

$$p_k a_{Rn} + a_{Tn} \exp(-\lambda_{Tn} t_k) = i_k j_0, \quad k = 1, 2,$$

где  $\lambda_{Tn}$  – постоянная распада торона;  $j_0$  – чувствительность эманометра (в Бк/л на 1 деление);  $p_1, p_2$  – коэффициенты нарастания отсчетов, обусловленные накоплением в камере дочерних  $\alpha$ -излучающих продуктов распада радона. Они находятся по специальным номограммам.

Точность определения радона из этой системы уравнений 15-20 %, торона – 30-40 %, что приемлемо для решения поисковых задач. Если соотношение  $\varepsilon = Rn/Tn > 1,5$ , то эманационное поле считают существенно радоновым, при  $\varepsilon < 0,5$  – существенно тороновым, при  $0,5 \leq \varepsilon \leq 1,5$  – смешанным.

В начале и конце рабочего дня контролируют работу аппаратуры с помощью специальных эталонных камер. Кроме того, проводят контрольные замеры в части точек, исследованных ранее. При обнаружении аномальных показаний оператор проводит их детализацию и изучение. Точки с максимальными показаниями отмечают на местности турами, кольями и т. д. В последние годы эманационную съемку с отбором проб почвенного воздуха используют ограниченно. Задачи, ранее решаемые подобным методом, часто решают по данным глубинной и спектральной  $\gamma$ -съемок, а также эманационно-трековым методом (ЭТМ).

*Эманационно-трековый метод основан* на подсчете числа треков, которые  $\alpha$ -частицы эманаций создают в диэлектрической пленке (например, в триацетатцеллюлоидной основе от киноплёнки), размещаемой в специальных перфорированных кассетах. Последние опускают в шпур глубиной 0,5-0,9 м и оставляют там на 25-30 дней. Внутри кассеты за счет распада Rn, Tn и An, попадающих туда с почвенным воздухом, образуются  $\alpha$ -частицы, оставляющие на пленке невидимые треки (нарушения). После химического травления и высушивания пленки под оптическим микроскопом подсчитывают число треков, которое при прочих равных условиях пропорционально  $\alpha$ -активности почвенного воздуха. При экспозиции 30 дней фоновая плотность треков обычно 30-150 на  $1 \text{ мм}^2$ . Аномальными считают пленки с трехкратным превышением плотности треков над фоновой.

Преимущество ЭТМ – интегрирование показаний в течение длительного времени, вследствие чего исключаются суточные вариации концентрации радона в почвенном

воздухе, которые могут достигать десятикратных значений. Это намного повышает чувствительность и глубинность метода.

*Обработка и интерпретация результатов.* По показаниям эманометра при двух временах вычисляют концентрации радона и торона к моменту отбора пробы почвенного воздуха. Полученные результаты изображают в виде планов-графиков концентрации эманаций по профилям, на которые наносят схематическую геологическую основу. По результатам детальных работ на аномалиях строят карты изоэман. Кроме того, строят графики распределения  $R_n$  и  $T_n$  по разрезу скважин и шпуров. При обработке ЭТМ на графики и карты наносят плотность треков. На этих картах и графиках выделяют эманационные аномалии, в которых показания превышают нормальный фон не менее чем на два-три значения среднеквадратического отклонения. Если превышения коррелируются на нескольких соседних профилях, то в качестве аномальных выделяют и меньшие превышения над нормальным фоном.

Причиной эманационных аномалий кроме рудных тел под наносами, механических и солевых ореолов может быть повышенное эманирование пород нормальной активности (аномалии эманирования) или скопление радона и торона под газонепроницаемыми прослоями (аномалии экранирования).

Содержание урана и  $\gamma$ -активность в рудных аномалиях закономерно повышаются с глубиной, в механических ореолах происходят резкие их колебания. Для аномалий эманирования и экранирования характерны нормальные  $\gamma$ -поле и содержание урана в наносах. Ореольные аномалии характеризуются широким площадным распределением и изометрической формой. Площадное распространение имеют и рудные аномалии. Для аномалий экранирования характерно локальное распространение. Аномалии эманирования имеют различную форму, часто линейную (вытянутую), соответствующую зонам тектонического дробления и трещиноватости.

Наиболее перспективные аномалии, которые могут быть связаны с урановым оруденением, характеризуются следующими признаками:

- сравнительно высокими концентрациями эманаций (не менее  $10^2$ - $10^3$  Бк/л), отчетливо выделяющимися по нескольким профилям в виде аномальной полосы;
- существенно радоновой или (реже) смешанной природой эманацией;
- увеличением концентрации эманации и интенсивности  $\gamma$ -излучения с глубиной;
- наличием аномальных концентраций урана в пробах рыхлых отложений и коренных пород;
- видимой урановой минерализацией;

- приуроченностью аномалий и пород с аномальной радиоактивностью к благоприятным структурам, горизонтам, зонам дробления, трещинам и т. д.

Кроме эманационного метода при поисках урана некоторое (вспомогательное) применение находит еще одна разновидность изучения газовых ореолов – *гелиевая съемка*. Она заключается в отборе проб почвенного воздуха из шпуров в герметичные стеклянные сосуды объемом 0,5-1 л и определении в нем содержания гелия с помощью масс-спектрографа или несколько модернизированного течеискателя. Результаты съемки выражают в относительных единицах, за единицу измерения принимают содержание гелия  $5 \cdot 10^{-4} \%$ , что близко к его концентрации в атмосферном воздухе.

Преимущество гелиевой съемки – большая глубинность (первые десятки метров). Однако источником гелия является не только распад радиоактивных элементов, но и реакции ( $p, \alpha$ ), ( $n, \alpha$ ), ( $\gamma, \alpha$ ) и другие, происходящие в горных породах под действием космических лучей. По этой и другим, не совсем ясным причинам, иногда встречаются высокие концентрации гелия в районах без уранового или ториевого оруденения (например, ряд газовых месторождений). В то же время даже над большими рудными телами аномалии содержания гелия иногда очень слабые или вовсе отсутствуют. Из-за трудностей интерпретации результатов гелиевая съемка в комплексе методов, применяемых при поисках урана и тория, имеет лишь вспомогательное значение.

## РАЗДЕЛ 6. ИЗМЕРЕНИЕ ЕСТЕСТВЕННОЙ ГАММА АКТИВНОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД В СКВАЖИНАХ

Среди других радиометрических методов исследования скважин наиболее распространенным является метод естественной радиоактивности горных пород или, как его чаще называют, гамма-метод. В его основе лежит изучение закономерностей изменения естественной радиоактивности горных пород, обусловленной присутствием главным образом урана и тория с продуктами распада, а также радиоактивного изотопа калия  $K^{40}$ . Остальные радиоактивные элементы ( $Rb^{87}$ ,  $Th^{90}$ ,  $Ba^{138}$ ,  $U^{238}$  и т. д.) имеют столь большие периоды полураспада, что при существующей распространенности в земной коре заметного вклада в суммарную радиоактивность внести не могут.

В гамма-методе исследования скважин о величине естественной радиоактивности пород, горных пород судят по интенсивности / их

естественного  $\gamma$ -излучения, регистрируемой радиометром, движущимся по стволу скважины.

Конфигурация получаемой при этом кривой изменения величины / (кривой ГМ) зависит от целого ряда факторов, связанных с особенностями исследуемого разреза, конструкции скважины и методики производства измерений. Точное аналитическое рассмотрение влияния на величину  $I$  всей совокупности этих факторов представляет собой весьма сложную задачу, до настоящего времени полностью не решенную. Однако влияние каждого из этих факторов в отдельности изучено достаточно подробно. Рассмотрим, как влияет на конфигурацию  $I$  изменение мощности пластов и инерционности радиометрической аппаратуры.

Теоретические основы гамма-метода были заложены Г. В. Горшковым, который в 1934 г. рассчитал интенсивность  $\gamma$ -излучения внутри цилиндрической выемки в материале с равномерно распределенным радиоактивным веществом. В дальнейшем этот расчет был развит для более сложных случаев А. П. Казанским, Ю. П. Булашевичем, В. Н. Дахновым, Я. Чубеком и др.

На кривых гамма-метода аномалии  $D_7$  по конфигурации симметричны относительно пласта, а регистрируемая интенсивность  $I^{\text{м}} / L^{\text{м}}$  для пластов большой мощности ( $L \gg 1$ ) против центральной части пласта не зависит от его мощности и по абсолютной величине равна интенсивности  $I^{\text{б}} / L^{\text{б}}$  против пласта бесконечно большой мощ

ности. Для пластов малой мощности ( $L < 1$ ) величина  $I^{\text{м}} / L^{\text{м}}$  по сравнению с интенсивностью  $I^{\text{б}} / L^{\text{б}}$  занижается, причем с уменьшением мощности пласта величина этого занижения закономерно увеличивается (рис. 28, а). При интерпретации данных гамма-метода по-прежнему учитывается то обстоятельство, что в рассмотрение при-

нимаются лишь значения  $\gamma$ , предварительно приведенные к условиям пласта бесконечно большой мощности.

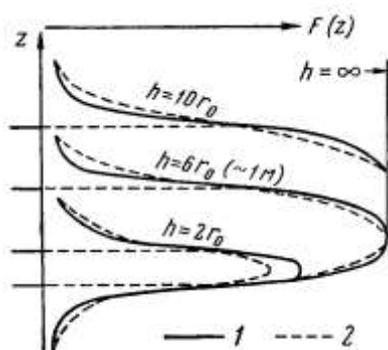


Рис. 27. Конфигурация кривых  $D/\gamma$ , рассчитанных по формулам (119) и (120), против пластов разной мощности.

1 — точечный индикатор, 2 — индикатор длиной 30 ел».

Границы пластов, мощность которых  $H \gg 1$  м, приурочены к точкам аномалий на кривых гамма-метода, в которых интенсивность равна  $1/2 A/\gamma''$  (рис. 27), т. е. к середине аномалии. На этом основан способ отбивки границ пластов и определения их мощности, называемый в практике способом  $1/2\Gamma \cdot \gamma''$ . Для пластов малой мощности ( $H \ll 1$  м) положение границ по отношению к аномалии  $1/2\gamma''$

смещается в сторону значения  $\gamma''$ . В этом случае мощности пласта  $H_{\text{у}}$ , определенные способом  $1/2\gamma''^{\text{так}}$  (фиктивные мощности), будут завышены. Характер зависимости  $\gamma'' = f(H)$ , рассчитанной по формулам (119) и (120), приведен на рис. 28, б. В рудной радиометрии под фиктивной мощностью пласта часто понимают ширину аномалии  $A/\gamma''$  на высоте  $4/5 A/\gamma''$ . Используемая при интерпретации зависимость  $\gamma''^4 = f(H)$  приведена на рис. 28, в.

Применение индикаторов конечных размеров приводит к дополнительному занижению интенсивности  $\gamma''$  против пластов малой мощности и завышению их фиктивной мощности  $H^{\text{ф}}$ .

При исследовании пластов большой мощности  $H \gg 1$  размер индикатора на конфигурацию кривых  $\gamma$  влияет незначительно.

Вследствие инерционности радиометрической аппаратуры конфигурация кривых всех методов радиометрии дополнительно искажается.

## § 16. КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА РАДИОАКТИВНОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД

Конечной целью геофизической интерпретации данных гамма-метода является количественная оценка содержания в горных породах радиоактивных элементов.

При поисках и разведке месторождений радиоактивных руд такая оценка представляет собой основной элемент при геологической интерпретации. В нефтяной, газовой и других отраслях прикладной геологии она позволяет получить наиболее надежный параметр для последующего геологического истолкования (см. § 17).

В принципе оценка по кривым гамма-метода содержания в исследуемых породах радиоактивных элементов д., может быть решена на базе использования одного из двух следующих" соотношений (см. § 13):

$$,, \quad /" 9=^{\wedge}; 9=^{\wedge}, \quad (196)$$

где  $\delta$  — площадь аномалии на кривой  $\gamma$ . против исследуемого пласта;

$\gamma_{\text{со}}$  — интенсивность  $\gamma$ -излучения, регистрируемая против исследуемого пласта при условии его бесконечно большой мощности;  $H$  — мощность пласта;  $K$  — так называемая  $\gamma$ -постоянная прибора, численно равная интенсивности  $\gamma$ -излучения, которая фиксируется используемым радиометром против пласта бесконечной мощности с единичным содержанием радиоактивных элементов.

Таким образом, в обоих случаях задача сводится к определению постоянной  $K$  радиометра, которым получена кривая  $\gamma$ , т. е. практически к проблеме эталонирования радиометрической аппаратуры.

Решение этой задачи весьма сложно, так как величина  $K$  зависит от целого ряда трудно учитываемых и, что самое главное, непостоянных факторов. Обычно она находится экспериментально на герметически закрытых «насыщенных» по габаритам моделях исследуемых пород или руд с известным содержанием радиоактивных элементов. В этом случае показания гамма-метода практически выражаются в относительных единицах вида:

$$\wedge, = -I_{\pm}^{\text{п}} - \wedge^{\text{IV}} \wedge \wedge \quad (197 \backslash$$

$$T \quad 1a \quad K' \quad (\wedge \text{Ч}$$

$$^1 \text{р. } \text{э/чэ} \quad \text{"-y}$$

где  $I_{\pm}$  — скорость счета, регистрируемая радиометром против исследуемого пласта пород;  $1y$   $y$  — скорость счета, регистрируемая в эталонной среде (модели пород) \*;  $\text{<?э}$  — содержание радиоактивных элементов в эталонной среде, заполняющей модель.

\* Идентичность рабочих характеристик радиометра при измерениях на модели и в скважине обеспечивается предварительной градуировкой радиометра и контролируется рабочим эталоном.

8\*

115

§ 17. ОБЛАСТЬ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДА.

ОЦЕНКА ГЛИНИСТОСТИ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

В комплексе с данными других методов промысловой геофизики результаты гамма-метода исследования скважин используются для литологического расчленения разрезов скважин, для их корреляции и для выделения в них полезных ископаемых. В осадочных отложениях они являются наиболее надежным геофизическим критерием степени глинистости горных пород.

Выделение полезных ископаемых. Среди полезных ископаемых, однозначно выделяемых по данным гамма-метода, в первую очередь следует назвать радиоактивные руды (уран, радий и торий), а также калийные соли.

В скважинах, бурящихся с целью поисков и разведки месторождений радиоактивных руд, гамма-метод является основным геофизическим методом исследования, на основании данных которого осуществляется не только выделение в разрезе рудных пластов и пропластков, но и количественная оценка содержания в этих рудах радиоактивных элементов (см. § 16). Эти данные широко используются при подсчете запасов месторождений радиоактивных руд.

В скважинах, пробуренных на месторождениях калийных солей, по данным гамма-метода осуществляется выделение и оценка мощности промышленных скоплений калийных руд, приближенная оценка содержания калия в этих рудах, а в комплексе с данными других методов промысловой геофизики — идентификация минералогического типа руд (сильвинитов, карналитов), а также оценка содержания в калийных рудах нерастворимого в воде остатка — параметра, определяющего их промышленную ценность.

Во многих случаях по кривым гамма-метода в разрезе скважин уверенно выделяются скопления фосфоритов, марганца, свинца и других редких и цветных металлов, которым сопутствуют повышенные концентрации урана и тория. На указанных кривых все эти полезные ископаемые отмечаются аномально повышенными интенсивностями 7.

Расчленение. В основе литологического расчленения по данным гамма-метода разрезов скважин лежат закономерности изменения радиоактивности горных пород, рассмотренные в § 12.

В скважинах месторождений полиметаллических и других руд, приуроченных к изверженным породам, дифференциация кривых гамма-метода отражает в основном степень основного™ этих пород. В толще изверженных пород повышенными интенсивностями / уверенно выделяются кислые эффузивы, а пониженными — их основные разности.

В скважинах нефтяных, газовых, угольных и других месторождений, приуроченных к осадочным отложениям, кривые гамма-метода отражают в первую очередь степень глинистости горных пород и наличие в разрезе низкоактивных пород гидрохимического происхождения. Как правило, повышенными интенсивностями  $I$  на кривых отмечаются наиболее глинистые, углистые и битуминозные разности осадочных горных пород. Минимальными интенсивностями / характеризуются хомогенные осадки (галиты, гипсы, ангидриты) и чистые неглинистые разности песков, песчаников, известняков и доломитов. В хомогенно-карбонатной толще пород это позволяет выделить среди известняков •и доломитов ангидриты и каменные соли, не отличающиеся от пород толщи по величине электрического сопротивления и по нейтронным свойствам, а также высокоактивные калийные соли и глинистые разности. В песчано-глинистой части разреза скважин среди непроницаемых глинистых отложений, характеризующихся повышенной радиоактивностью, пониженными интенсивностями  $7^{\wedge}$  на кривых гамма-метода уверенно выделяются пласты чистых неглинистых песков и песчаников — возможных коллекторов нефти и газа. Особенно возрастает роль гамма-метода для выделения коллекторов в случае, когда исследуемые скважины заполнены буровым раствором, удельное электрическое сопротивление которого близко к сопротивлению пластовых вод. В этих условиях кривые метода потенциалов собственной поляризации пород (метода СП) слабо дифференцированы и данные гамма-метода становятся основным исходным материалом для выделения проницаемых разностей — коллекторов.

Корреляция. В основе использования данных гамма-метода для корреляции разрезов скважин лежит хорошая выдержанность радиоактивности отдельных литологических разностей пород в пределах, -бодьших^шющадей и территорий. По сравнению с другими методами промысловой геофизики использование данных гамма-метода для корреляции характеризуется следующими преимуществами.

1. Независимость регистрируемой интенсивности  $I$  от минерализации пластовых вод и бурового раствора.

2. Независимость величины  $I$ . от нефте- и газонасыщенности горных пород.

Это позволяет осуществлять по данным гамма-метода корреляцию пластов без учета технологии проводки скважины и изменения по площади минерализации пластовых вод, а также без учета положения рассматриваемых скважин по отношению к контурам водо-нефтегазоносности. Мало сказывается на величине регистрируемой интенсивности  $7$  и изменение таких непостоянных по площади параметров горных пород, как их пористость и структура порового пространства в карбонатных отложениях. Все это вместе

взятое приводит к тому, что результаты гамма-метода исследования скважин являются наиболее надежным материалом для межплощадной и реги-ональной, корреляции.

Оценка глинистости. Основная ценность гамма-метода при исследовании осадочных горных пород заключается в возможности количественных определений по его данным глинистости ( $\gamma$ , горных пород или содержания в карбонатных породах нерастворимого остатка  $S_{дд}$  — параметров, знание которых необходимо при оценке коллекторских свойств горных пород, а также при количественной интерпретации данных других (нейтронных, электрических, ультразвуковых и т. д.) методов промышленной геофизики.

В основе количественных определений лежит корреляционная связь радиоактивности ( $\gamma$ , горных пород с содержанием в них глинистого материала  $C^{\wedge}$ , и нерастворимого остатка  $S'_{до}$ , характеризующихся повышенной радиоактивностью.

Решение других задач, Возможность оценки глинистости горных пород предопределяет широкое использование данных гамма-метода для изучения и других параметров этих пород, связанных, с глинистостью.

В песчано-глинистых отложениях от содержания глинистого материала зависят как емкостные (пористость), так и отдающие (содержание связанной воды, проницаемость) свойства пород. В тех случаях, когда между этими параметрами и глинистостью существует достаточно тесная коррелятивная связь, для их оценки могут быть использованы непосредственно данные гамма-метода. Известно, например, что в некоторых районах в отложениях с преимущественно глинистым цементом между их глинистостью  $C^{\wedge}$  и коэффициентом открытой пористости  $\gamma$ , наблюдается коррелятивная связь, на существовании которой базируются все методы оценки величины  $A_{\gamma}$ , по данным метода СП. Можно а рпоп утверждать, что в подобных условиях последняя задача будет не менее успешно решаться и по данным гамма-метода. Знание параметра  $C^{\wedge}$ д позволяет резко повысить точность оценки коэффициентов пористости терригенных пород по данным нейтронных исследований скважин (см. гл. VIII), по данным методов СП, ультразвукового и т. д.

В карбонатных отложениях с глинистостью связаны прочностные свойства горных пород, определяющие их способность к трещине-образованию, а также интенсивность протекания вторичных процессов выщелачивания, формирующих полезную емкость карбонатных коллекторов. Анализ данных гамма-метода в этих отложениях показывает наличие коррелятивной связи их коллекторских свойств с величиной  $\gamma$ . Наиболее высокодебитные, интенсивно трещиноватые и кавернозные карбонатные коллекторы нефти отмечаются на кривых гамма-метода пониженными интенсивностями  $I$ .

Большой практический интерес представляют временные исследования гамма-методом скважин нефтяных месторождений, разрабатываемых с искусственным заводнением пластов, для выделения в них зон притоков нагнетательных вод. При благоприятном соотношении химического состава пластовых и нагнетательных вод под действием последних происходит десорбция урана и радия из горных пород и его перенос к скважинам. В таких условиях на кривых гамма-метода указанные зоны отмечаются возрастанием интенсивности I.

Большие возможности заложены в изучении по данным гамма-метода пространственного распределения глинистости осадочных отложений, изменения по площади мощностей отдельных стратиграфических подразделений и их фракционного состава, позволяющего судить о закономерностях накопления и пространственного распределения коллоидного вещества, об интенсивности эрозионных процессов, протекавших в момент образования осадочных пород, о направлении сноса осадочного материала и о других процессах формирования пород, знание которых представляет большую практическую и научную ценность.

### Спектроскопия естественного $\gamma$ -излучения

Ценные сведения о геологическом строении и условиях образования горных пород могут быть получены по результатам изучения спектрального состава естественного  $\gamma$ -излучения, позволяющим осуществлять раздельное определение содержания в породах урана (радия), тория и калия. Работами Ф.А. Алексева, В.И. Баранова, В.А. Вернадского, А. П.Виноградова, И.Е. Старика, В.Л. Шашкина, В.В. Щербины, Адамса, Белла, Харли, Уивера и многих других отечественных и зарубежных исследователей по данным о содержании в породах урана, радия, тория и калия была показана возможность решения целого ряда конкретных задач как общей, так и прикладной геологии: выяснение механизма и скорости выветривания горных пород по состоянию радиоактивного равновесия в ряду уран-радий, изучение геохимической цикличности, восстановление условий осадконакопления горных пород и корреляция немых толщ по торий-урановому соотношению, выяснение фациальных характеристик и интенсивности тектонических движений структур, благоприятных для аккумуляции нефти и газа, изучение особенностей и генезиса изверженных и метаморфических горных пород и т. п.

Большие перспективы открываются с внедрением в промышленность  $\gamma$ -спектроскопии горных пород и в нефтегазопромысловый геологии и геофизике.

По величине отношения концентраций в породах радия и тория в ряде случаев в карбонатном разрезе однозначно выделяются вторичные доломиты, образовавшиеся под действием хлормagneйных вод. Величина отношения  $I_{\gamma}(0,6)/I_{\gamma}(1,46)$  интенсивностей  $\gamma$ -излучения, зарегистрированных в энергетических интервалах  $E_{\gamma} = 1,46 \text{ Мэв}$  ( $K^{40}$ ) и  $0,6 \text{ Мэв}$  ( $RaC$ ), для известняков, песчаников и глин в 80 % случаев колеблется от 0,1 до 4, а для указанных доломитов – от 4 до 10.

На возможность идентификации известняков и доломитов по данным  $\gamma$ -спектроскопии (по отношению  $Th/U$ ) указывается также в работах Н.Л. Тихомировой и Р.Ш. Харитоновой.

Указывается в этих работах и на принципиальную возможность изучения по данным  $\gamma$ -спектроскопии естественного  $\gamma$ -излучения пород их фракционного состава.

Ю.И. Сериковым и Р.Ш. Харитоновой отмечается возможность изучения по данным  $\gamma$ -спектроскопии минерального состава глин и аргиллитов.

В основе  $\gamma$ -спектрального анализа горных пород лежит изучение аппаратурных спектров естественного  $\gamma$ -излучения, снимаемых одноканальными или многоканальными гамма-спектрометрами.

Для оценки содержания в породах радия, тория и калия требуется не полный дифференциальный  $\gamma$ -спектр, а результаты измерений интенсивности естественного  $\gamma$ -

излучения горных пород в трех заданных энергетических диапазонах. Соответственно гамма-спектроскопические исследования скважин могут быть сведены к одновременной регистрации трех кривых при разных уровнях дискриминации или в разных энергетических диапазонах.

Саратовский государственный университет имени Н. Г. Чернышевского

## РАЗДЕЛ 7. ЯДЕРНОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ АНАЛИЗА ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ГОРНЫХ ПОРОД

Объем и стоимость аналитических работ (химических, спектральных) по определению вещественного состава пород и руд при поисках, разведке и эксплуатации месторождений и переработке руд значительны. При поисково-разведочных, эксплуатационных работах, обогащении кроме большого количества анализов необходима оперативность в получении результатов. Химические анализы не всегда в состоянии удовлетворить этому требованию.

Ядернофизические методы анализа обладают высокой производительностью, достаточной точностью и оперативностью, что и обуславливает их внедрение в практику поисково-разведочных и эксплуатационных работ. Они основаны на взаимодействии возбуждающего излучения с ядрами или электронами, лежащими на глубоких орбитах атомов анализируемых элементов. Такие взаимодействия сопровождаются или образованием радиоактивных изотопов (при взаимодействии с ядром атома), или рассеянием и возбуждением характеристического рентгеновского излучения (при взаимодействии с электронами оболочек атома).

Как излучения радиоактивных изотопов стабильных элементов, так и возбужденное характеристическое излучение обладают специфичными для каждого элемента видом ( $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$ ,  $n$ ) излучения, периодом полураспада и энергией излучаемых частиц и квантов. По вторичным излучениям радиоактивных изотопов или по характеристическому рентгеновскому излучению представляется возможность определить различные элементы как в пробах, так и в рудах на месте залегания.

По виду возбуждающего излучения все ядернофизические методы анализа вещественного состава принято делить на гамма- и нейтронные методы. В гамма-методе возбуждающим является  $\gamma$ -излучение различной энергии: от единиц и первых десятков килоэлектронвольт до десятков мегаэлектронвольт. В зависимости от энергии возбуждающего  $\gamma$ -излучения и объекта облучения вторичным излучением может быть рассеянное, характеристическое  $\gamma$ -излучение или нейтронное и  $\gamma$ -излучение активированных атомов. В нейтронном методе возбуждающим излучением является поток нейтронов, для различных объектов исследования – разных энергий. Вторичным излучением может быть  $\beta$ -,  $\gamma$ -излучение активированных атомов, нейтронное излучение.

Кроме названных гамма- и нейтронных методов разрабатываются методы анализа, в которых в качестве возбуждающего излучения используется поток  $\alpha$ - и  $\beta$ -частиц. Однако область применения этих методов в поисково-разведочной практике весьма ограничена.

К настоящему времени разработаны основы практического применения методов ядерной геофизики в практике лабораторных и полевых работ, использующие в основном точечные ампульные источники рентгеновского,  $\gamma$ - и нейтронного излучения.

### Тема 7.1. Активные гамма- и другие методы ядерной геофизики

#### Рентгено-радиометрический метод анализа вещественного состава пород и руд.

Рентгено-радиометрический метод получил широкое практическое применение для определения элементов с порядковым номером  $Z > 30$ . Для этих элементов с помощью пар дифференциальных фильтров удается эффективно выделять  $K$ ,  $L$ -линии спектра характеристического излучения. В последнее время разрабатываются методики анализа и на некоторые элементы с  $Z < 30$ , например на железо, титан и др. При анализе на элементы с  $Z < 30$  в качестве возбуждающего излучения используется характеристическое излучение промежуточной мишени. В разработке методик и аппаратуры для рентгено-радиометрического анализа пород и руд большой вклад сделали А. Л. Якубович и его сотрудники в ВИМСе. Они создали приборы «Минерал-2», «Минерал-3» и разработали методики анализов на многие элементы.

Наиболее широко используемая модификация рентгено-радиометрического метода (РРМ) — рентгенофлюоресцентный анализ — основан на возбуждении атомов анализируемых элементов с помощью  $\gamma$ -излучения и регистрации характеристического рентгеновского излучения возбужденных атомов. Другая модификация РРМ — рентгеноабсорбционный анализ, основанный на сравнении поглощающей способности пробы по отношению к  $\gamma$ -квантам близких энергий, одна из которых несколько меньше, а другая несколько больше энергии  $K$ -, иногда  $L$ -скачка для анализируемого элемента. Благодаря работам А. Л. Якубовича и др. разработана методика лабораторного анализа на большинство элементов с  $Z > 30$  и на некоторые элементы с  $Z > 20$ , а также организован выпуск промышленностью серии приборов для анализа в различных условиях.

Рентгено-радиометрический метод анализа основан на взаимодействии возбуждающего мягкого  $\gamma$ -излучения с электронами глубинных орбит атомов анализируемого элемента. Это взаимодействие заключается в фотоэлектрическом поглощении  $\gamma$ -квантов возбуждающего излучения электронами какой-либо оболочки, что приводит к возбуждению атома. В этом состоянии атом обладает определенным уровнем энергии.

*Физические основы.* Как известно, энергия связи электронов быстро уменьшается при переходе с внутренних электронных оболочек атома на внешние. Для  $K$ -оболочки она

примерно на порядок выше, чем для  $L$ -оболочки. Вероятность фотопоглощения увеличивается с ростом энергии связи электрона. Поэтому при  $E_\gamma < E_K$  фотоэффект происходит в основном на  $K$ -электронах, при  $E_L < E_\gamma < E_K$  – на  $L$ -электронах и т. д.

Вакантное место, образовавшееся при удалении фотоэлектрона, практически мгновенно ( $10^{-7}$ – $10^{-16}$  с) заполняется электроном с более высокого уровня, а разность энергии двух оболочек передается  $\gamma$ -кванту (фотону), сопровождающему такой процесс. Совокупность всех линий, образующихся в результате перехода с разных уровней на  $K$ -уровень, называют  $K$ -серией, на  $L$ -уровень –  $L$ -серией и т. д.

Отдельные оболочки подразделяются на ряд подуровней с близкими значениями энергии (например, подуровни  $L_I$ ,  $L_{II}$  и  $L_{III}$ ;  $M_I$ – $M_{IV}$  и т. д.). Поэтому теоретически возможно большое число вариантов перехода электронов с одной оболочки в другие. Однако вероятность многих переходов мала, и в спектре излучения возбужденных атомов (при удалении электронов с фиксированного уровня) преобладает небольшое число энергетических линий. При удалении  $K$ -электрона примерно в половине возбужденных атомов происходит переход с уровня  $L_{III}$  на  $K$ -уровень (так называемая  $K_{\alpha 1}$ -линия). Далее по интенсивности идут серии  $K_{\alpha 2}$ ,  $K_{\beta 1}$  и  $K_{\beta 2}$ , связанные с переходом с уровней  $L_{II}$ ,  $M_{III}$  и  $N_{III}$ . Их интенсивность соответственно в 2, 4, 40 раз меньше, чем интенсивность  $K_{\alpha 1}$ -линии. Спектр  $L$ -серии гораздо сложнее, поскольку здесь происходят переходы с различных уровней на три подуровня  $L$ -оболочки. Наиболее интенсивны группы линий  $L_{\alpha 1,2}$ ,  $L_{\beta 1-4}$  и  $L_{\gamma 1}$ , приведенные на рис. 78.

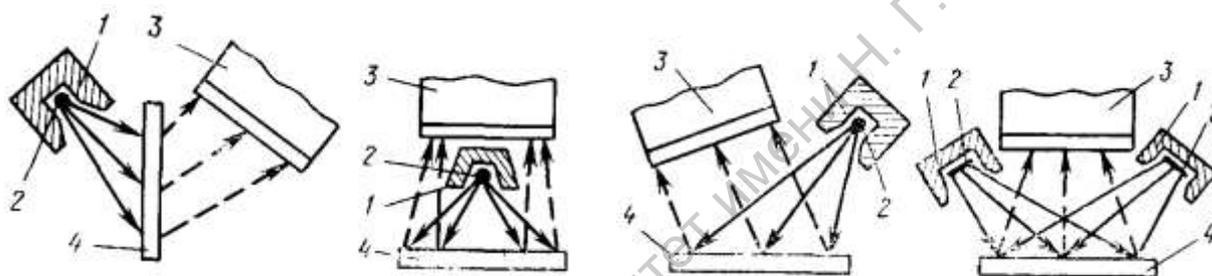


Рис. 78. Схема основных переходов для  $K$ - и  $L$ -серий характеристического излучения

Энергия рентгеновского излучения, регистрируемая при РРМ, относительно мала. Например, энергия самой жесткой  $L_{\beta 1}$ -линии составляет 88 кэВ для  $^{82}\text{Rb}$  и 4 кэВ для  $^{20}\text{Ca}$ . Поэтому при РРМ используют тонкие спектрометрические кристаллы  $\text{NaI(Tl)}$  или  $\text{CsI(Tl)}$  и ФЭУ с низким уровнем собственных шумов. Для повышения энергетического

разрешения применяют также пропорциональные счетчики. В последние годы в лабораторной практике используют также полупроводниковые детекторы.

*Методика флюоресцентного рентгенорадиометрического анализа образцов.* В принципе анализ возможен при различном взаимном расположении источника, образца и детектора. Наиболее удобно располагать источник и детектор с одной стороны образца (рис. 79). Для повышения чувствительности метода можно применять два или больше источников или использовать кольцевые источники, размещенные по периферии воспринимающей поверхности детектора. Для уменьшения фона первичного  $\gamma$ -излучения, рассеянного от образца (угловое распределение имеет минимум при угле рассеяния  $90^\circ$ ), источник и детектор относительно пробы располагают так, чтобы угол между пучком, падающим на образец, и вторичным излучением от образца был близок к  $90^\circ$ .



Вероятность фотопоглощения увеличивается с ростом энергии связи электрона. Переход электрона с внешней орбиты на более глубокую, с которой электрон удален в результате фотопоглощения  $\gamma$ -кванта, может происходить как с ближней, так и с последующих оболочек. Например, если в результате фотопоглощения удален электрон с  $K$ -оболочки, то заполнение вакансии может происходить электронами с  $L$ -,  $M$ -,  $N$ - и других оболочек. В соответствии с разностями энергетических уровней  $E_K - E_L$ ,  $E_K - E_M$  и т.д. будут испускаться фотоны рентгеновского излучения разных энергий:  $h\nu_1 = E_K - E_L$ ,  $h\nu_2 = E_K - E_M$  и т.д. Если же при фотопоглощении удален электрон с  $L$ -уровня или электрон  $L$ -уровня перешел на вакантное место на  $K$ -уровне, то при заполнении этого уровня электронами с  $M$ -,  $N$ -оболочек испускаются фотоны рентгеновского излучения с энергией, соответствующей разности энергетических состояний  $h\nu_3 = E_L - E_M$ ,  $h\nu_4 = E_L - E_N$ . Таким образом, при фотопоглощении одного  $\gamma$ -кванта электроном  $i$ -й оболочки могут испускаться  $\gamma$ -кванты характеристического излучения разной энергии.

Совокупность  $\gamma$ -квантов характеристического излучения, возникающих при переходах электронов на один общий более глубокий уровень относительно первых уровней, носит название характеристической серии рентгеновского спектра. Все линии (кванты) данной серии характеристического спектра возникают одновременно, но так как вероятность переходов электронов между различными уровнями не одинакова, то линии

одной и той же серии различаются не только энергией, но и интенсивностью (количеством квантов).

Фотопоглощение  $\gamma$ -квантов возбуждающего излучения может осуществляться электронами любых оболочек, т. е. возбуждение атомов может происходить на любых уровнях, следовательно, возникающее при этом характеристическое рентгеновское излучение будет иметь сложный линейчатый спектр.

*Зависимость энергии характеристического излучения от порядкового номера элемента.* Энергия характеристического рентгеновского излучения каждой определенной линии ( $K, L, M, N$ ) возрастает с увеличением атомного номера, т. е. для более тяжелых элементов излучение более жесткое, чем для легких элементов. Мозли установил, что разность корней квадратных из частоты  $\gamma$ -квантов характеристического излучения одной и той же линии двух соседних по порядковому номеру элементов есть величина постоянная:

$$\sqrt{\nu_{Z+1}} - \sqrt{\nu_Z} = const$$

следовательно, будет постоянной и разность энергий. Энергия характеристических фотонов  $K$ -линии элемента с порядковым номером  $Z$  может быть найдена из выражения

$$E_K = Rhc(Z-1)^2,$$

где  $R$  – постоянная Ридберга ( $109737 \text{ см}^{-1}$ );  $h$  – постоянная Планка ( $6,62 \cdot 10^{-27} \text{ эрг}\cdot\text{сек}$ );  $c$  – скорость света, т. е. для каждого элемента величина энергии для линий каждой серии тоже постоянна.

Следовательно, в любом сложном спектре характеристического излучения многоэлементной пробы можно выделить участок спектра, обусловленный анализируемым элементом.

*Источники возбуждающего излучения при гамма-рентгеновском анализе.* Выбор источника  $\gamma$ -квантов определенной энергии диктуется необходимостью получить максимальный выход характеристического излучения от анализируемого элемента.

Кванты с энергией меньше  $1,1 E_K$  не возбуждают характеристического излучения, а с энергией больше  $3,3 E_K$  создают высокий мешающий фон вследствие комптоновского рассеяния первичного излучения.

*Измерение характеристического излучения.* Энергия характеристического излучения линий  $K$ -серии, наиболее жесткой для всех элементов, не превышает  $116 \text{ кэВ}$ , для легких элементов она составляет  $0,05\text{--}0,87 \text{ кэВ}$  ( $\text{Be}, \text{Na}\dots$ ). В общем случае характеристическое излучение является мягким и, следовательно, слабопроникающим излучением. Обычные газоразрядные счетчики для его регистрации оказываются непригодными. Поэтому характеристическое излучение измеряют или сцинтилляционными гамма-спектрометрами, или специальными пропорциональными газоразрядными счетчиками.

Пропорциональные счетчики позволяют регистрировать мягкое рентгеновское излучение с энергией от 0,5 кэв. Энергетическое разрешение таких счетчиков около 15-20%, т. е. с их помощью можно разделить излучения, отличающиеся по энергиям на 0,1 кэв. Пропорциональные счетчики обладают, как и любые счетчики этого типа, низкой эффективностью. Для обеспечения достаточной чувствительности необходимо применять более мощные источники возбуждающего излучения. Более выгодным оказывается сцинтилляционный счетчик, его эффективность регистрации рентгеновского излучения может достигать 100%.

Так как различие в энергии  $\gamma$ -квантов характеристического излучения близких по атомному номеру элементов невелико (единицы, первые десятки килоэлектронвольт), то с помощью сцинтилляционных гамма-спектрометров можно отдельно определять в пробе элементы, отличающиеся на шесть-семь атомных номеров от других мешающих элементов. Это свойство спектрометров накладывает ограничение на применение их для рентгено-радиометрического анализа проб сложного состава.

Разработанные в последние годы спектрометрические ФЭУ с низким уровнем шумов позволяют расширить возможности спектрометрического метода измерений характеристического излучения в области малых энергий и повысить разрешающую способность сцинтилляционного метода регистрации этого вида излучений.

Повышение разрешающей способности спектрометров в рентгено-радиометрическом методе, обеспечивающем отдельное определение элементов, достигается применением дифференциальных фильтров. Действие таких фильтров основано на скачкообразном увеличении массового коэффициента фотоэлектрического поглощения фотонов, энергия которых оказывается близкой (чуть больше) к энергии связи электронов  $K$ -уровня. Если на пути анализируемого характеристического излучения поочередно установить фильтры, изготовленные из элементов с близким к определяемому порядковым номером  $Z$ , например  $Z-2$  и  $Z+2$ , и одинаковыми скачками поглощения, то опытным путем можно подобрать толщину этих фильтров такой, что разность интенсивностей излучения, измеренного с фильтрами  $Z-2$  и  $Z+2$ , будет пропорциональной интенсивности части спектра, заключенной между  $K$ -краями поглощения фильтрующих элементов, т. е. интенсивности, обусловленной анализируемым элементом.

Фильтры обычно готовят добавлением порошка фильтрующего элемента к нагретому до пластичности парафину. Использование парафина в качестве разбавителя позволяет изготавливать фильтры любой толщины путем нанесения смеси на бумажный лист. Толщину фильтра подбирают экспериментальным путем при облучении эталона с

высоким содержанием анализируемого элемента с таким расчетом, чтобы коэффициенты фотопоглощения были близкими для обоих фильтров.

*Методика измерений.* Блок-схема установки для рентгено-радиометрического анализа изображена на рис. 6.3. Источник возбуждающего излучения ( $Tm^{170}$ ,  $Tl^{204}$ ,  $Se^{75}$  или др.) помещается в свинцовый коллиматор для создания направленного узкого пучка  $\gamma$ -квантов и для защиты детектора от прямого излучения. Оси коллиматора и детектора для уменьшения влияния первичного  $\gamma$ -излучения на детектор располагаются под углом примерно  $120^\circ$ . На пути характеристического излучения между пробой и сцинтилляционным счетчиком поочередно устанавливаются дифференциальные фильтры.

Коллимированный пучок  $\gamma$ -излучения, падая на пробу, возбуждает характеристическое рентгеновское излучение. Это излучение регистрируется сцинтилляционным спектрометром. Импульсы напряжения с выхода ФЭУ или с нагрузки пропорционального счетчика подаются в анализирующий блок. Так как величина импульса на выходе детектора пропорциональна энергии зарегистрированного фотона, то с помощью анализатора представляется возможным измерить интенсивность характеристического излучения анализируемого элемента на фоне характеристического излучения примесных элементов в пробе.

*Методика анализа.* Рентгено-радиометрический анализ проводится относительным методом путем сравнения интенсивности  $K$ -линий характеристического излучения пробы и эталона с известным содержанием анализируемого элемента.

Чтобы уменьшить влияние мешающих элементов (с  $Z$ , близкими к определяемому), измерения проб производят преимущественно в тонких слоях. Измерения в насыщенных слоях, при наличии в пробе мешающих элементов, осложняются за счет излучения этих элементов и фотопоглощения излучения анализируемого элемента наполнителем пробы. Кроме того, характеристическое излучение анализируемого элемента может само стать возбуждающим излучением и вызвать характеристическое излучение других элементов.

*Подготовка проб для анализа.* Для анализа используют пробу весом 20-100 мг, измельченную до 75 мкм. Навеску пробы, разведенную в ацетоне в виде жидкой пасты, наносят на подложку из фильтровальной бумаги. Через 5-10 мин вследствие быстрого испарения ацетона образуется сухая проба, пригодная для анализа.

При анализе применяют два вида эталонов: фоновый эталон и эталон с известным содержанием анализируемого элемента. Фоновый эталон представляет собой пробу, по вещественному составу близкую к составу анализируемых проб, но без анализируемого элемента. Такой эталон необходим для определения величины фона, возникающего вследствие рассеяния возбуждающего излучения, и характеристического излучения

элементов, близких по порядковому номеру  $Z$  к анализируемому. Эталон с известным содержанием представляет собой пробу, содержащую известное количество анализируемого элемента. Чтобы вещественный состав проб и эталонов был одинаков, эталоны обычно готовят из руд того же месторождения, что и анализируемые пробы.

При анализе с дифференциальным спектрометром, когда измеряется интенсивность характеристического излучения в области линий спектра анализируемого элемента, содержание его в пробе определяется по формуле

$$q_{пр} = \frac{q_{эт} N_{пр}}{N_{эт}} \frac{P_{эт}}{P_{пр}},$$

где  $N_{пр} = N'_{пр} - N_0$ ;  $N'_{пр}$  – скорость счета от анализируемой пробы;  $N_0$  — скорость счета от фонового эталона;  $P_{эт}$ ,  $P_{пр}$  – вес эталона и пробы. Скорость счета от эталона  $N_{эт}$  определяется аналогично как  $N_{эт} = N'_{эт} - N_0$ , где  $N'_{эт}$  – скорость счета от эталона содержания.

При анализе последовательно измеряют скорости счета фоновой пробы  $N_0$ , пробы  $N'_{пр}$ , эталона  $N'_{эт}$ , фоновой пробы  $N_0$ . При устойчивом фоне схему измерений можно упростить: измерять величину фона перед началом и через 1,5-2 ч работы в течение дня.

При анализе с дифференциальными фильтрами процесс измерения несколько усложняется. Измеряют значение фона  $N_0$  как разность скоростей счета, полученных при измерении фонового эталона с каждым фильтром:

$$N_0 = N'_{ф} - N''_{ф}.$$

Затем измеряют скорость счета от пробы  $N_{пр}$  как разность скоростей счета при первом и втором фильтрах:

$$N_{пр} = N'_{пр} - N''_{пр}.$$

Вычисляют истинную скорость счета пробы  $N_{пр}^{ист} = N'_{пр} - N_0$ . Аналогичным образом измеряют эталон и определяют скорость счета.

В некоторых специфических условиях, когда состав проб мало изменяется или содержание других элементов коррелируется с изменением содержания анализируемого элемента, т. е. когда эффективные коэффициенты поглощения и пробы, и эталона равны или близки, рентгено-радиометрический анализ может производиться в насыщенных или промежуточных слоях.

Если концентрация элемента в пробах меняется в широком диапазоне, расчет его содержания целесообразно вести по графику. По результатам измерения эталонных проб с различным содержанием элемента строят график зависимости  $N_{пр}^{ист} = f(q)$  – эталонировочный график. По измеренной скорости счета от пробы по графику непосредственно находят содержание в ней анализируемого элемента.

### Гамма-абсорбционные методы

Для определения ряда элементов, особенно в образцах пород, можно использовать  $\gamma$ -абсорбционные методы, во многом аналогичные нейтронному абсорбционному и основанные на ослаблении пучка  $\gamma$ -квантов в горной породе. В зависимости от абсолютной энергии  $\gamma$ -квантов и ее соотношения с энергией уровней электронной оболочки или ядра элементов можно выделить несколько модификаций  $\gamma$ -абсорбционного метода: абсорбционный рентгенорадиометрический анализ; метод неселективной абсорбции  $\gamma$ -квантов; ядерный  $\gamma$ -резонансный анализ (эффект Мессбауэра).

*Метод абсорбционного рентгенорадиометрического анализа.* Наличие скачка в сечении фотоэффекта при энергии  $\gamma$ -кванта, соответствующей краям поглощения элемента, позволило создать селективный метод для его определения, называемый *абсорбционный РРМ*. Для анализа на элемент с энергией  $K$ -скачка, равной  $E_K$ , определяют ослабление в образце  $\gamma$ -квантов с энергиями  $E_1 = E_K - \Delta E_1$  и  $E_2 = E_K + \Delta E_2$  по разные стороны от края поглощения. Если  $\Delta E_1$  и  $\Delta E_2$  достаточно малы, то сечение поглощения излучений с энергиями  $E_1$  и  $E_2$  для всех элементов, кроме определяемого, будут практически одинаковыми. В то же время сечения поглощения  $\mu_1$  и  $\mu_2$  анализируемого элемента при  $E_1$  и  $E_2$  существенно различаются.

Пусть  $\mu_1$  и  $\mu_2$  рассчитаны на 1 г элемента. Пусть далее  $\mu$  – сечение поглощения 1 г пустой породы, т. е. остальной части породы, кроме определяемого элемента. Значение  $\mu$ , как указывалось выше, одинаково для  $E_1$  и  $E_2$ . Тогда ослабление линий  $E_1$  и  $E_2$  будет

$$I_i/I_{0i} = \exp \{ -[\mu(1-C_Z) + \mu_i C_Z] m \}, \quad i = 1, 2,$$

где  $C_Z$  – концентрация определяемого элемента, г/г;  $m$  – поверхностная плотность образца, г/см<sup>2</sup>;  $I_{0i}$  – интенсивность линий  $E_1$  и  $E_2$  при отсутствии образца;  $I_i$  – то же после прохождения излучения через образец.

При решении последней системы уравнений относительно  $C_Z$  получим

$$C_Z = (A/m) [\ln(I_{01}/I_1) - (\mu_1 / \mu_2) \ln(I_{02}/I_2)],$$

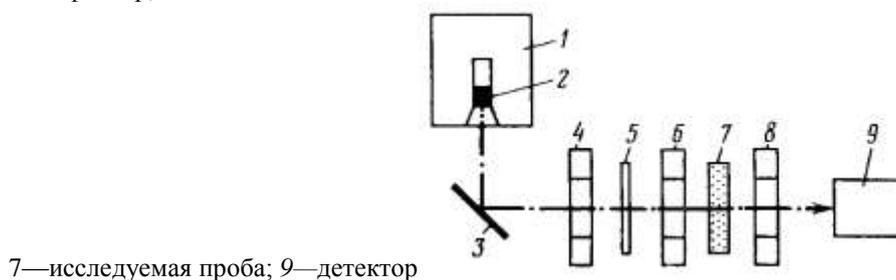
$$\text{где } A = \mu_2 / [\mu (\mu_2 - \mu_1)].$$

Значение  $A$  рассчитывают или (что лучше) определяют экспериментально на образцах с известным содержанием искомого элемента. Пучки фотонов требуемой энергии  $E_1$  и  $E_2$  при абсорбционном РРМ получают облучением той или иной мишени излучением радиоизотопных источников, подобно двухступенчатому возбуждению при флюоресцентном РРМ. Поскольку спектр излучения мишени сложный, для выделения необходимой линии между мишенью и образцом помещают селективный фильтр из материала,  $K$ -край поглощения которого приходится между  $K_\alpha$ - и  $K_\beta$ -линиями мишени. Так как сечение поглощения такого фильтра для  $K_\alpha$ -линии гораздо меньше, чем для  $K_\beta$ -

линии, происходит ее относительное подавление. Схема измерения при абсорбционном РРМ приведена на рис. 85. Чувствительность анализа на различные элементы составляет  $n \cdot 10^{-2} \%$ , точность 5-7 % для легких ( $Z < 40$ ) и 1-3 % для более тяжелых элементов.

Рис. 85. Схема абсорбционного РРМ:

1 – свинцовый контейнер; 2 – источник; 3 – мишень; 4, 6, 8 – свинцовые диафрагмы; 5 – селективный фильтр;



Метод неселективной абсорбции  $\gamma$ -квантов основан на изучении поглощения  $\gamma$ -квантов различной энергии атомами элементов горной породы. Аналогично ГГМ в зависимости от энергии  $\gamma$ -квантов можно определять либо плотность пород ( $E_\gamma \sim 1$  МэВ), либо содержание тяжелых элементов ( $E_\gamma = 0,1 \div 0,4$  МэВ). Чаще всего метод используют для решения последней задачи на образцах пород, а также для определения плотности грунтов в естественном залегании.

Не обладая селективностью, рассматриваемая модификация  $\gamma$ -абсорбционного анализа позволяет определять содержание лишь одного тяжелого элемента в породе, состоящей в остальном из сравнительно легких элементов. При содержании в породе нескольких тяжелых элементов определяют некоторое эквивалентное по поглощающим свойствам содержание суммы тяжелых элементов. Для усиления роли фотопоглощения применяют источники возможно мягкого  $\gamma$ -излучения.

Установка для  $\gamma$ -абсорбционного анализа состоит из коллимированного источника и усилительно-регистрирующей системы

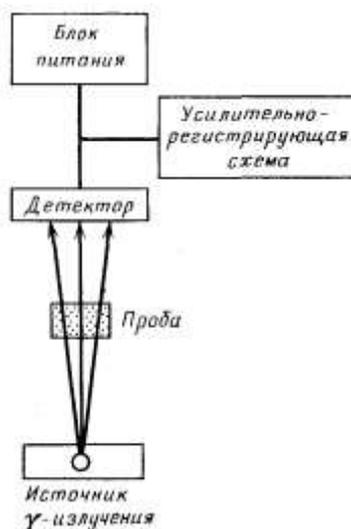


Рис. 86. Схема  $\gamma$ -абсорбционного анализа

(рис. 86). Порядок анализа в основном такой же, как и в нейтронном абсорбционном методе.

При энергии  $\gamma$ -квантов около 1 МэВ их ослабление в породе определяется почти исключительно комптон-эффектом, а следовательно, ее плотностью  $\delta$ . Поэтому изучение ослабления  $\gamma$ -квантов такой энергии широко применяют для определения плотности грунтов в естественном залегании. При этом источник и детектор излучения размещают в двух соседних неглубоких скважинах, отстоящих друг от друга на фиксированном расстоянии  $l$ , которое выбирают исходя из соотношения  $l\delta = 40-80$  г/см<sup>2</sup>. Обычно детектор и источник размещают в двух штырях вилочного зонда, забиваемого в грунт. Вилочный зонд используют, если хотят определить плотность на фиксированной глубине, исключая влияние приповерхностного слоя. Если грунт достаточно однородный, то удобнее применять штыревой зонд, в котором детектор располагается на поверхности, а длину забиваемого в грунт штыря с источником можно менять в определенных пределах. График зависимости показаний зонда от плотности среды получают по специальной методике эталонирования в контейнерах-калибраторах.

*Ядерный  $\gamma$ -резонансный метод.* Поглощение  $\gamma$ -излучения ядрами носит резонансный характер. Наиболее интенсивно поглощаются кванты, передающие ядру энергию, близкую к энергии одного из его уровней возбуждения. Отсюда следовало бы ожидать, что  $\gamma$ -излучение возбужденных ядер некоторого изотопа будет интенсивно поглощаться ядрами того же изотопа. В действительности такое резонансное поглощение собственного излучения долго не удавалось наблюдать. Причина этого – в небольшой ширине  $\gamma$ -линии и в потере части энергии реакции на отдачу ядра.

При испускании или поглощении  $\gamma$ -кванта излучающее (поглощающее) ядро приобретает энергию

$$E_{\text{я}} \approx E_{\text{р}}^2 / (2Mc^2),$$

где  $E_{\text{р}}$  – энергия реакции, равная энергии возбуждения ядра (при испускании  $\gamma$ -квантов) или энергии  $\gamma$ -кванта (при его поглощении);  $M$  – масса ядра;  $c$  – скорость света.

В результате энергия испущенного кванта  $E_{\gamma} = E_{\text{р}} - E_{\text{р}}^2 / (2Mc^2)$ . При поглощении этого кванта ядром того же изотопа энергия  $E$ , расходуемая на возбуждение атома, меньше, чем  $E_{\gamma}$ , еще на величину  $E_{\gamma}^2 / (2Mc^2) \approx E_{\text{р}}^2 / (2Mc^2)$ . Окончательно  $E \approx E_{\text{р}} - E_{\text{р}}^2 / (2Mc^2)$ . Поэтому резонансное поглощение кванта может происходить лишь в случае, если ширина уровня  $\Gamma$  превышает  $E_{\text{р}}^2 / Mc^2$ . Обычно  $\Gamma$  значительно меньше, чем энергия отдачи ядра.

Описанная ситуация характерна для свободного ядра. Если же излучающее и поглощающее ядра заключены в решетке твердого тела, а энергии  $E_{\gamma}$  недостаточно для разрыва связи ядра с решеткой и для возбуждения колебательных уровней (обычно это

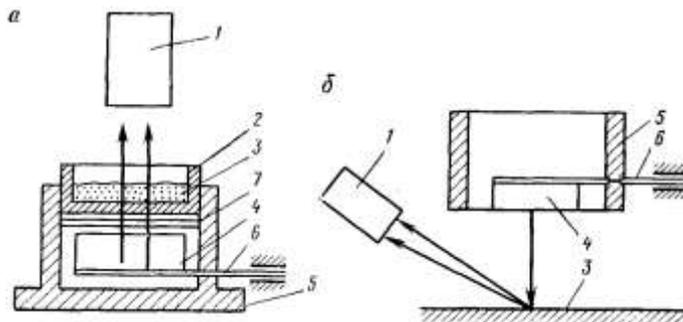


Рис. 88. Схема измерений резонансного поглощения (а) и рассеяния у-квантов (б):

1 — счетчик; 2 — кассета для проб; 3 — проба;

4 — источник у-квантов; 5 — коллиматор; 6 — пьезоэлемент; 7 — палладиевый фильтр

выполняется при  $E \leq 50$  кэВ), то потеря на отдачу практически равна нулю. Это объясняется тем, что здесь отдачу принимает кристаллическая решетка в целом и вместо  $M$  в последнее выражение должна входить масса всего образца, которую можно считать практически бесконечной.

Расстояние между колебательными уровнями решетки увеличивается с уменьшением температуры, поэтому вероятность эффекта Мессбауэра, т. е. испускание и поглощение квантов без отдачи, возрастает с уменьшением температуры вещества. В настоящее время известно около 20 мессбауэровских ядер, но только для нескольких из них ( $^{119}\text{Sn}$ ,  $^{57}\text{Fe}$ ,  $^{151}\text{Er}$ ,  $^{161}\text{Dy}$ ) эффект наблюдается при комнатной температуре. В остальных случаях требуется температура жидкого азота и ниже.

Ядерное резонансное поглощение  $\gamma$ -квантов (эффект Мессбауэра) состоит в том, что в некоторых случаях энергия испущенного  $\gamma$ -кванта равна изменению внутриядерной энергии.

Таким случаем является излучение  $\gamma$ -кванта ядром, находящимся в кристаллической решетке. В этом случае импульс отдачи передается не одному ядру, а всей кристаллической решетке. Так как масса кристалла много больше массы ядра, то энергия отдачи  $\Delta E^2/2Mc^2 \approx 0$ , т. е. происходит излучение без отдачи, сдвиг излучения по энергии практически исчезает и  $h\nu = \Delta E$ . При этих условиях испущенный  $\gamma$ -квант может быть захвачен покоящимся ядром в нормальном состоянии, т. е. произойдет резонансное поглощение.

Объяснение этого явления классической теорией физики состоит в том, что излучающее ядро колеблется. Колебания ядра могут быть обусловлены тепловыми или механическими колебаниями препарата, содержащего излучающее ядро. В результате эффекта Доплера длина волны излучаемого  $\gamma$ -кванта меняется. Этим объясняется то

положение, что для многих изотопов резонансное поглощение наблюдается только при температурах жидкого азота или даже жидкого гелия.

Наконец, для определения некоторого элемента по эффекту Мессбауэра необходимо существование источника, испускающего соответствующее излучение: изомера данного изотопа (например,  $^{119m}\text{Sn}$  для  $^{119}\text{Sn}$ ) или радиоактивного изотопа, дающего при распаде изотоп исследуемого элемента, причем со значительной долей ядер с возбуждением на первом уровне (например,  $^{57}\text{Co}$  при анализе  $^{57}\text{Fe}$ ).

Так как ширина уровня мала, резонансное поглощение может легко нарушиться из-за эффекта Допплера. Необходимое значение скорости составляет всего  $1\text{-}10^4$  см/с. Кривая зависимости поглощения излучения от скорости называется *мессбауэровским спектром*.

К настоящему времени изучены возможности определения этим методом содержания  $^{119}\text{Sn}$  и  $^{57}\text{Fe}$ . При этом эффект Мессбауэра для  $^{119}\text{Sn}$  при комнатной температуре наблюдается лишь на касситерите ( $\text{SnO}_2$ ) – основном промышленном минерале олова, так что этот метод является методом определения касситерита, а не олова вообще.

Для определения касситерита выпускается аппаратура МАК-1, позволяющая анализировать порошковые пробы в проходящем излучении и проводить опробование поверхности горных выработок и обнажений по резонансному рассеянию излучения, также возрастающему с ростом концентрации касситерита (рис. 88). Прибор состоит из измерительного пульта и двух измерительных головок (для лабораторного анализа и опробования в условиях естественного залегания) с вибратором. Схема анализа образцов (по поглощению) и исследование пород по рассеянию приведены на рис. 88. Используют источник  $^{119m}\text{Sn}$  массой 3 г с выходом квантов  $1,5\cdot 10^7$  1/с с энергией 23,8 кэВ. Порог чувствительности  $10^{-2}$  %  $\text{SnO}_2$  для лабораторного и 0,1 % для полевого вариантов. Время измерения – до 10 мин. Погрешность полевого варианта 10-40% в зависимости от концентрации.

Для определения содержания окисного олова пробу измельчают до крупности ~60 мкм. Навеску пробы (1—3 г) ровным слоем помещают на стандартную подложку. Величину навески пробы выбирают из расчета: чем меньше концентрация олова в пробе, тем больше должна быть навеска, и наоборот.

Для измерения источник, пробы и детектор располагают таким образом, чтобы детектор регистрировал  $\gamma$ -кванты, проходящие через пробу. Между источником и пробой помещают палладиевый фильтр для поглощения рентгеновского излучения, возникающего в самом источнике.

Содержание  $\text{SnO}_2$  в порошковых пробах определяют по разности показаний при неподвижном источнике (когда излучение ослабляется как резонансным поглощением Sn, так и поглощением других элементов) и подвижном источнике (когда резонансного поглощения нет). По результатам измерений с эталонными образцами, содержание  $\text{SnO}_2$  в которых известно, строят эталонировочный график.

*Опробование руд на месте залегания по резонансному рассеянию  $\gamma$ -излучения.* При опробовании руд на месте залегания регистрируют излучение, возникающее при высвечивании ядер, возбужденных в результате резонансного поглощения  $\gamma$ -квантов, т. е. резонансно рассеянное излучение.

В этом случае детектор, защищенный экраном-коллиматором от прямого излучения источника, регистрирует рассеянное излучение облучаемого выхода рудного тела. Источник колеблется относительно опробуемой поверхности. При наличии резонансного рассеяния интенсивность рассеянного излучения возрастает при увеличении концентрации рассеивающих ядер  $\text{Sn}^{119}$ .

Для опробования прибор калибруют на пробах с известным содержанием элемента, отобранных с разведываемого месторождения. Для этого необходимо иметь набор примерно 10 проб с содержаниями, охватывающими диапазон колебаний содержания олова в рудах от минимального до максимального.

Для создания модели поверхности рудного тела пробу весом 20-50 г равномерным слоем рассыпают на стальном листе по площади круга диаметром не менее 120 мм. Над центром модели помещают источник выносного блока.

Для каждой пробы определяют величину эффекта Мёссбауэра. По результатам определения строят график зависимости  $\varepsilon = f(q)$ . Процесс проведения опробования по резонансному рассеянию  $\gamma$ -квантов аналогичен радиометрическому опробованию и заключается в измерении эффекта в точках по профилю вкрест простирания рудного тела. В зависимости от густоты точек по профилю будет или точечное опробование, или сплошная борозда. Содержание окисного олова рассчитывают для каждой точки наблюдения по величине эффекта Мёссбауэра в точке излучения. Результаты опробования по профилю выражают в виде гистограммы содержаний.

На результаты измерений по стенкам горных выработок оказывает влияние неровность поверхности, приводящая к различию в расстояниях отдельных участков (точек) опробуемой поверхности от источника. Изменение расстояния в пределах 10-120 мм вызывает изменение величины эффекта в пределах  $\pm 10\%$ . Поэтому по линии опробования желательно иметь относительно ровную поверхность.

Порог чувствительности метода около 0,1 %. При особо благоприятных условиях: равномерное распределение оруденения, отсутствие мешающих примесей тяжелых элементов – чувствительность метода может достигать 0,01 %.

### Гамма-электронный (эмиссионный) метод анализа

Эмиссионный метод основан на регистрации фотоэлектронов, выбиваемых  $\gamma$ -квантами из электронных оболочек атомов облучаемой пробы. Как известно, для  $\gamma$ -квантов с энергией меньше 0,5 Мэв преобладающим видом взаимодействия является фотоэлектрическое поглощение, сопровождаемое передачей энергии  $\gamma$ -кванта электрону и вырыванием электрона из электронной оболочки атома.

Коэффициент фотоэлектрического поглощения  $\tau$ , а следовательно, и выход фотоэлектронов зависят от энергии (длины волны) возбуждающего излучения и порядкового номера элемента  $Z$ :

$$\tau = c\lambda^n Z^m, \text{ где } c \text{ — постоянная.}$$

Для тяжелых элементов, таких, как РЬ, Hg, Cu, Cd и другие, показатель степени  $m \approx 4$ . Следовательно, при одной и той же интенсивности возбуждающего излучения и одинаковой концентрации элемента больший выход фотоэлектронов будет наблюдаться при облучении элементов с большим  $Z$ . Например, фотоэлектронная эмиссия из свинца ( $Z = 82$ ) почти в 100 раз больше, чем из железа ( $Z = 26$ ). При более близких номерах облучаемых элементов эта разница в интенсивностях будет меньшей.

Если в пробе анализируемый элемент имеет большое  $Z$ , а наполнитель представлен более легкими элементами, со значительно меньшими  $Z$ , преобладающая роль в создании фотоэлектронной эмиссии будет принадлежать тяжелому элементу, остальные элементы будут создавать некоторый фон.

При фотоэлектрическом поглощении  $\gamma$ -квантов одной и той же энергии атомами разных элементов энергия фотоэлектронов будет различной. Величина этой энергии  $E_e$  определяется как разность энергии  $E_\gamma$  возбуждающего кванта и энергии связи  $W$  электрона с атомом:

$$E_e = E_\gamma - W.$$

Как указывалось выше, энергия  $W$  для одних и тех же электронных уровней разных элементов меняется для глубоких орбит от единиц до сотни килоэлектронвольт. Поэтому фотоэлектроны, образующиеся при облучении сложной пробы моноэнергетическим пучком  $\gamma$ -излучения, имеют разные энергии. Например, при облучении свинца  $\gamma$ -квантами с  $E_\gamma = 235 \text{ кэВ}$  ( $\text{Se}^{75}$ ) энергия фотоэлектронов, вырываемых с  $K$ -уровня ( $W_{\text{Pb}} = 88 \text{ кэВ}$ ),  $E_e =$

235-88 = 147 кэв, а при облучении бария ( $W_{Ba} = 38$  кэв)  $E_e = 235-38 = 197$  кэв. Различие в энергиях фотоэлектронов позволяет определять в пробах отдельно несколько элементов.

*Измерение фотоэлектронной эмиссии.* Фотоэлектронная эмиссия всегда сопровождается  $\gamma$ -излучением: рассеянным излучением внешнего источника, характеристическим излучением элементов пробы. Поэтому измерение интенсивности фотоэлектронной эмиссии счетчиками или камерой всегда происходит на некотором фоне, создаваемом рассеянным и характеристическим  $\gamma$ -излучением, а также эмиссией электронов других элементов, входящих в состав пробы.

Для измерений часто пользуются ионизационной камерой. Так как удельная ионизирующая способность фотоэлектронов в сотни раз выше ионизирующей способности  $\gamma$ -квантов, ионизация от  $\gamma$ -излучения создает лишь небольшой дополнительный фон. В этом случае измерительная установка представляет ионизационную камеру с усилителем постоянного тока, работающим в электрометрическом режиме, и индикатором.

*Методика анализа порошковых проб свинцовых руд.* Анализ проводится относительным методом сравнения интенсивностей фотоэлектронной эмиссии пробы и эталона с известным содержанием свинца. Кроме эталона содержания для измерений необходим «фоновый» эталон, не содержащий свинца, но с таким же вещественным составом, как и анализируемые пробы.

При измерениях с помощью ионизационной камеры фон, создаваемый рассеянным и характеристическим  $\gamma$ -излучением и фотоэлектронной эмиссией наполнителя пробы, определяется по фоновому эталону и компенсируется. В этом случае при измерении пробы и эталона измеряется чистый ионизационный ток, создаваемый фотоэлектронной эмиссией анализируемого элемента.

При измерениях с бета-счетчиками величина фона вычитается из интенсивности пробы и эталона. После измерения величины фона (при работе с бета-счетчиками) или компенсации фона (при измерении с ионизационной камерой) производится измерение пробы и эталона.

Содержание свинца в пробе  $q_{пр}$  (%) рассчитывают по формуле

$$q_{пр} = q_{эт} \frac{N_{пр}}{N_{эт}},$$

где  $N_{пр}$ ,  $N_{эт}$  – соответственно скорость счета, *имп/мин*, или величина ионизационного тока от пробы и эталона, *делений/мин*.

Анализ свинцово-баритовых проб несколько сложнее. Эффективность возбуждения фотоэлектронной эмиссии в барии в 8-10 раз ниже, чем в свинце, но

содержание бария в свинцовых рудах иногда в несколько раз выше содержания свинца. Барий в свинцово-бариевых рудах содержится в количестве от 3-5 до 25-30%. Поэтому влияние бария оказывается существенным, и необходимо раздельное определение содержания свинца и бария. В свинцовых и свинцово-баритовых рудах наиболее постоянными примесями, кроме бария, являются, железо ( $Z = 26$ ), цинк ( $Z = 30$ ) в количествах от долей до первых единиц процентов, а в концентратах – до десятков процентов, остальные примеси, как правило, представлены более легкими элементами. Поэтому вклад примесных элементов в фотоэлектронную эмиссию пробы не превышает первых единиц процентов, он как бы создает дополнительный фон, который необходимо учитывать.

Более мягкое излучение фотоэлектронов свинца может быть отфильтровано от излучения фотоэлектронов бария фильтром из алюминиевой фольги.

Интенсивность фотоэлектронной эмиссии свинцово-бариевой пробы, выраженную в эквивалентных единицах свинцового эталона, можно записать по измерениям без фильтра в виде

$$q_{\text{Pb}_{\text{ЭКВ}}} = q_{\text{Pb}} + \frac{q_{\text{Ba}}}{k},$$

по измерениям с фильтром в виде

$$q'_{\text{Pb}_{\text{ЭКВ}}} = q_{\text{Pb}} + \frac{q_{\text{Ba}}}{k'},$$

где  $k$ ,  $k'$  – бариевый эмиссионный эквивалент свинца по измерениям соответственно без фильтра и с фильтром;  $q_{\text{Pb}}$ ,  $q_{\text{Ba}}$  – содержание свинца и бария в пробе, %. Решая эти два уравнения относительно  $q_{\text{Pb}}$  и  $q_{\text{Ba}}$  находим их математическое выражение.

Коэффициенты эквивалентности  $k$  и  $k'$  определяются путем сравнения относительных интенсивностей, создаваемых эталонами свинца и бария на единицу их содержания.

Электронноэмиссионный метод анализа свинцовых и свинцово-бариевых руд обеспечивает точность результатов не хуже химических анализов.

### **Гамма-нейтронный (фотонейтронный) метод анализа**

Гамма-нейтронным (фотонейтронным) методом называют метод определения некоторых элементов в отобранных пробах и породах на месте залегания, основанный на измерении нейтронного излучения, возникающего при взаимодействии  $\gamma$ -излучения с ядром атома.

В фотонейтронном методе передача энергии ядру осуществляется путем бомбардировки анализируемой пробы  $\gamma$ -квантами определенной энергии. Ядра атома бериллия по сравнению с ядрами атомов всех других известных элементов обладают наименьшей энергией связи нейтронов с другими частицами ядра, равной 1,666 Мэв. Второй элемент с низким уровнем энергии связи – дейтерий, его энергия связи равна 2,226 Мэв. Во всех других элементах энергия связи в среднем составляет 8 Мэв и меняется от 4 до 20 Мэв.

Относительно небольшие энергии связи у бериллия и дейтерия позволяют использовать для возбуждения в них нейтронного излучения доступные для лабораторных и полевых условий источники  $\gamma$ -излучения. Возбуждение нейтронного излучения ядрами других элементов требует применения источников возбуждающего излучения более высоких энергий.

Если пробу, содержащую бериллий, облучать  $\gamma$ -квантами с энергией 1,7-2,2 Мэв ( $\text{Sb}^{124}$ ), то нейтронное излучение будет возбуждаться только в атомах бериллия. Это условие обеспечивает высокую селективность метода определения бериллия в пробах.

**Основы метода.** Число нейтронов  $N$ , испускаемых облучаемой пробой, пропорционально плотности потока  $\gamma$ -квантов  $I$  (количество  $\gamma$ -квантов в единицу времени на площадь облучаемой пробы) и концентрации атомов бериллия  $n$

$$N = BI.$$

Здесь  $B = \sigma nx$  – выход реакции при моноэнергетическом источнике  $\gamma$ -излучения;  $\sigma$  – эффективное сечение реакции;  $n$  – число ядер в 1 см<sup>3</sup> пробы;  $x$  – толщина пробы. Сечение реакции на бериллии  $\sigma \approx 10^{-24}$  см<sup>2</sup>. Это выражение справедливо для тонкого слоя пробы, т.е. для пробы такой толщины, в которой не происходит заметной потери энергии  $\gamma$ -квантов за счет поглощения и рассеяния.

Для  $\gamma$ -излучения с энергией 1,7-2,2 Мэв слой пробы толщиной 1-2 см является тонким слоем. В насыщенной (толстой пробе) указанная выше пропорциональность будет меняться, так как вследствие рассеяния будет изменяться энергия  $\gamma$ -квантов, а от их энергии зависит сечение взаимодействия.

Для анализа проб на бериллий практически всегда можно использовать пробу в тонком слое. Такие условия благоприятны и в другом отношении. Энергия испускаемых нейтронов зависит от энергии  $\gamma$ -квантов. Если  $\gamma$ -излучение моноэнергетическое, то при измерении в тонких слоях испускаемые нейтроны будут одной энергии, что обеспечивает более эффективные условия их замедления и регистрации. При фотонейтронном анализе могут быть использованы различные источники:  $\text{Na}^{24}$ ,  $\text{Mn}^{56}$ ,  $\text{Ga}^{72}$ ,  $\text{Y}^{88}$ ,  $\text{Sb}^{124}$ ,  $\text{La}^{140}$ ,  $\text{MsTh}$ ,  $\text{Ra}$ .

Наиболее удобным источником является  $\text{Sb}^{124}$ , дающий две интенсивные линии в спектре 1,7 и 2,1 Мэв, способные вызвать реакцию фоторасщепления. Другие источники или слишком короткоживущие ( $\text{Mn}^{56}$ ), поэтому неудобны для пользования, или из-за наличия в дочерних продуктах  $\alpha$ -излучателей ( $\text{MsTh}$ , Ra) сами являются слабыми источниками нейтронов и имеют относительно малый выход  $\gamma$ -квантов в диапазоне энергий 1,7-2,2 Мэв.

Анализ проб на бериллий в лабораторных условиях проводят на специальной установке. Анализируемую пробу весом 100-500 г помещают в алюминиевый стакан с двойными стенками. В центре внутреннего стакана находится источник  $\gamma$ -излучения  $\text{Sb}^{124}$  активностью 0,15-0,3 мкюри. Пробу и источник размещают внутри свинцового цилиндра, который служит защитой от  $\gamma$ -излучения источника. Толщина свинцовой защиты 6-10 см. Свинцовый цилиндр для замедления нейтронов окружен слоем замедлителя – парафином. Толщина слоя парафина 8-10 см. Нейтроны, проходя через парафин, замедляются до энергий тепловых нейтронов. В парафиновом блоке имеются гнезда для размещения счетчиков нейтронов, которые и регистрируют нейтронное излучение анализируемой пробы.

**Методика анализа.** Анализ проводят путем относительных измерений скорости счета от пробы и эталона в одинаковых геометрических условиях. Содержание бериллия в пробе определяют по формуле

$$q_{\text{пр}} = q_{\text{эт}} \frac{N_{\text{пр}}}{N_{\text{эт}}} \frac{P_{\text{эт}}}{P_{\text{пр}}},$$

где  $q_{\text{пр}}$ ,  $q_{\text{эт}}$  – содержание бериллия в пробе и эталоне, % BeO;  $P_{\text{пр}}$ ,  $P_{\text{эт}}$  – вес пробы и эталона, г;  $N_{\text{пр}}$ ,  $N_{\text{эт}}$  – соответственно скорость счета от пробы и эталона за вычетом фона. На практике вместо расчета по данной формуле пользуются эталонировочным графиком.

Эталоны, используемые при анализе на бериллий/должны удовлетворять определенным требованиям: содержание бериллия (BeO) должно определяться химическим способом с точностью не ниже 1-2 отн. %; вещественный состав эталона, с целью уменьшить влияние мешающих факторов, должен быть близким к вещественному составу анализируемых проб и не содержать элементов с большим сечением захвата тепловых нейтронов, таких, как бор, литий и др.

Особых требований к степени измельчения эталона и пробы не предъявляется. Измельчение должно обеспечивать однородность и представительность навески пробы для анализа. Этому требованию удовлетворяет измельчение до 100-150 мкм. Эталоны в целях соблюдения идентичности вещественного состава проб и эталона обычно готовят из представительных руд того месторождения, пробы которого анализируются. Для анализа

проб руды и продуктов переработки, в том числе и концентратов, достаточно иметь эталоны с содержанием 2-3 и 10-15% BeO и для анализа химических концентратов эталон чистой окиси бериллия.

Чувствительность метода при активности источника  $Sb^{124}$  100 мккюри и навеске пробы 100 г составляет 0,001-0,002 % BeO.

Выше рассмотрены активные ядерно-физические методы анализа, в которых как излучение источника, так и регистрируемое излучение относятся к сильнопроникающим (нейтроны и  $\gamma$ -излучение). Применяется или находится на стадии разработки ряд методов, в которых излучение источника и (или) продукт реакции, регистрируемый детектором, представляет собой слабопроникающие заряженные частицы. Рассмотрим один из таких методов.

*Ядерно-магнитные методы* основаны на изучении согласованной прецессии ядер водорода в магнитном поле (в частности, в поле Земли). В отличие от нейтронных методов определения водородсодержания пород на показания этого метода не оказывает влияние вода, сорбированная на поверхности пор или же входящая в кристаллическую решетку минералов. Поэтому количество водорода, определяемое этим методом, пропорционально объему свободной жидкости, т. е. важному параметру горной породы – ее эффективной пористости. Содержание свободной жидкости определяют по радиоизлучению с частотой, равной частоте прецессии протонов в магнитном поле Земли (около 2000 Гц), возникающему после наложения и снятия мощного магнитного поля, направленного поперек земного поля, либо по резонансному поглощению излучения с той же частотой. Использование более сложных методов исследования позволяет отличать сигналы от водорода, входящего в состав воды и нефти, а также выделять сигнал от рыхлосвязанной воды.

### **Тема 7.2. Нейтронно-активационный анализ (метод наведенной активности)**

Нейтронно-активационный анализ проб в лаборатории или пород и руд на месте залегания основан на определении радиоактивных изотопов, возникающих в результате взаимодействия с нейтронами ядер элементов, образующих породы и руды. Нейтронно-активационный анализ используется для определения элементов с высоким сечением активации, таких, как кремний, алюминий, магний и другие, а также микроколичеств некоторых редких и рассеянных элементов. Известно, что в результате неупругого рассеяния и радиационного захвата нейтронов ядрами атомов образуются радиоактивные изотопы. Ядро каждого элемента характеризуется определенным видом и энергией

излучения и периодом полураспада. Испускаемое при этом излучение в большинстве случаев моноэнергетичное.

Процесс образования радиоактивных изотопов атомов стабильных элементов при облучении пробы или породы нейтронами или какими-либо другими частицами носит название *активации*.

Интенсивность процесса активации – скорость накопления радиоактивных изотопов – зависит от нескольких факторов: плотности потока нейтронов, их энергии, концентрации активируемых атомов, их сечения активации, постоянной распада образовавшихся радиоизотопов. Сечение активации из экспериментальных данных можно выразить как

$$\sigma_{\text{ак}} = N' / f N ,$$

где  $f$  – плотность потока нейтронов (число нейтронов, проходящих через единичную площадь в  $1 \text{ см}^2$  в единицу времени);  $N'$  – число активированных атомов;  $N$  – число атомов на единицу площади пробы. При активации медленными нейтронами сечение активации меняется обратно пропорционально корню квадратному из энергии нейтронов:

$$\sigma_{\text{ак}} = \frac{K}{\sqrt{E}},$$

где  $K$  – постоянная.

В процессе облучения нейтронами анализируемой пробы происходит накопление активированных атомов вследствие взаимодействия потока нейтронов с атомами пробы ( $N' = \sigma_{\text{ак}} f N$ ) и одновременно убыль их за счет распада, равная  $dN' = -\lambda N'$ . Тогда накопление активированных атомов во времени  $dN'/dt$  можно записать в виде дифференциального уравнения

$$dN'/dt = f \sigma_{\text{ак}} N - \lambda N'.$$

Решая это уравнение, получаем

$$N' = \frac{\sigma_{\text{ак}} f N}{\lambda} (1 - e^{-\lambda t}).$$

Отсюда активность (число распадов в единицу времени) активированной в течение времени  $t$  пробы  $A_t$  будет

$$A_t = \lambda N' = \sigma_{\text{ак}} f N (1 - e^{-\lambda t}).$$

Активность пробы через интервал времени  $t_{\text{п}}$  после окончания активации можно выразить с учетом основного закона радиоактивного распада в виде

$$A_{\text{п}} = A_t e^{-\lambda t_{\text{п}}} = \sigma_{\text{ак}} f N (1 - e^{-\lambda t}) e^{-\lambda t_{\text{п}}}.$$

Если от числа атомов перейти к весовым единицам, то выражение примет вид

$$A_{\text{п}} = \sigma_{\text{ак}} f(N_0 q P / A) (1 - e^{-\lambda t}) e^{-\lambda t_{\text{п}}},$$

где  $q$  – процентное содержание изотопа активируемого элемента в природной смеси;  $A$  – атомный вес элемента;  $N_0$  — число Авогадро;  $P$  — вес облученного элемента. Из этой формулы следует, что активность пробы пропорциональна концентрации активируемого элемента.

Время активации больше  $4T$  (четырёх периодов полураспада) не ведет к увеличению активности пробы. Количество образующихся активированных атомов компенсируется распадом – наступает насыщение.

Активацию элементов с коротким периодом полураспада ( $T$  – минуты, часы) выгоднее вести в течение времени не более  $3T$ . В процессе облучения будут активироваться и другие примесные элементы. Если это элементы с большим периодом полураспада, то за короткое время активации их относительная активность будет небольшой, т. е. мешающее излучение будет меньше. Если анализируемый элемент по сравнению с элементами-примесями имеет значительно больший период полураспада, то время активации выбирается применительно к анализируемому элементу.

Мешающее излучение короткоживущих изотопов может быть устранено выбором соответствующей паузы  $t_{\text{п}}$  между окончанием активации и началом измерения активности пробы. За время выдержки пробы короткоживущие изотопы распадутся и, следовательно, не будут оказывать влияния на результаты измерения.

*Идентификация активированных элементов.* Геологические пробы пород, руд, продукты промышленной переработки руд представляют многоэлементную среду. При активации такой пробы активируются не только атомы анализируемого элемента, но и атомы многих других элементов, входящих в состав породы и рудообразующих соединений. Активность пробы будет обусловлена суммарной активностью всех элементов, входящих в состав пробы. Чтобы определить активность, создаваемую анализируемым элементом, нужно каким-либо путем выделить излучение этого элемента из общего излучения пробы. Эта задача практически разрешима благодаря тому, что каждый радиоизотоп имеет свою постоянную распада и ему присущи определенный вид и энергия испускаемых частиц и  $\gamma$ -квантов. Поэтому идентификация может быть осуществлена или по периоду полураспада, или по энергии излучаемых частиц и  $\gamma$ -квантов. Идентификация по периоду полураспада практически возможна в ограниченном числе случаев.

Если энергии излучения анализируемого элемента и мешающих элементов близки, разница в энергиях меньше разрешающей способности спектрометра и эти элементы мало различаются по периодам полураспада, отдельное определение их затруднительно.

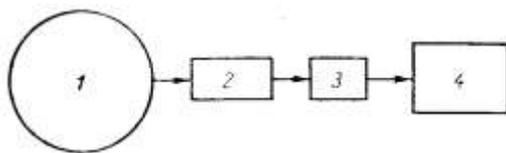


Рис. 6.11. Блок-схема нейтронно-активационной установки типа «Нейтрон-2».

В случае, когда анализируемый элемент создает излучение относительно жесткое, а мешающие элементы – мягкое, посредством экранирования счетчика от мягкого излучения можно определить интенсивность более жесткого излучения анализируемого элемента.

Если различие в энергиях излучения определяемого элемента и мешающих достаточно большое, то с помощью гамма-спектрометра в дифференциальном режиме работы можно измерять интенсивность излучения в узких участках спектра (соответствующих излучению анализируемого элемента).

*Техника анализа.* Нейтронно-активационный анализ порошковых проб проводят на специальных установках. Рассмотрим схему устройства выпускаемой промышленностью установки типа «Нейтрон-2» (рис. 6.11). Установка состоит из четырех основных блоков: активатора (1), блока детектирования (2), блока преобразователей (питания и согласования, 3) и измерительного блока (4).

Основа активатора – парафиновый блок шаровидной формы, в центре которого расположен  $Po-Be$  источник нейтронов. Для достижения большей равномерности нейтронного поля в области облучаемых проб источник нейтронов окружен рассеивающим фильтром из свинца. В центральной части парафинового блока, вблизи канала с источником, располагаются рабочие каналы под кассеты с пробами для активации. Рабочих каналов три – с марками  $T$ ,  $K$ ,  $C$ .

Канал  $T$  используется для активации проб преимущественно тепловыми нейтронами, канал  $K$  служит для активации проб быстрыми нейтронами, канал  $C$  – потоком нейтронов медленного состава.

Блок детектирования представляет собой выносное устройство со сменными детекторами  $\beta$ - и  $\gamma$ -излучений.

Блок преобразования состоит из двух унифицированных блоков: блока питания газоразрядных счетчиков и блока питания ФЭУ.

Пульт управления (усилительно-измерительный блок) содержит: дискриминатор, пересчетное устройство (две декады), усилитель, электронное реле времени и калибратор.

*Методика проведения анализа.* Содержание анализируемого элемента нейтронно-активационным методом определяют, как и в других радиоактивных методах, сравнением интенсивностей излучения пробы и эталонного препарата. Пробу и эталон подвергают

одновременной активации. Кюветы с пробой и эталоном вставляют в одну кассету и помещают в тот или иной канал активатора.

Эталон с известным содержанием анализируемого элемента должны быть по вещественному составу близкими к составу анализируемых проб. Соблюдение идентичности вещественного состава проб и эталонов позволяет автоматически учитывать влияние активируемых примесей. С этой же целью навески и степень измельчения материала пробы и эталона для анализа берутся одинаковыми.

По измеренным активностям пробы и эталона, отнесенным к одному и тому же моменту времени после окончания активации, определяют содержание элемента в пробе относительным методом сравнения измеренных интенсивностей  $\gamma$ -излучения пробы и эталона.

Для активации проб могут применяться не только активаторы типа «Нейтрон-2», в которых активность источника не превышает 4-5 кюри, но и более мощные источники нейтронов, такие, как размножители нейтронов и реакторы.

## РАЗДЕЛ 8. РАДИАЦИОННАЯ БЕЗОПАСНОСТЬ ПРИ РАБОТАХ С РАДИОАКТИВНЫМИ ВЕЩЕСТВАМИ

Разведка и разработка урановых руд характеризуется тем, что на этих рудниках на здоровье человека действуют радиоактивные излучения. Радиоактивные излучения создают так называемые специфические факторы вредности, в отличие от обычных факторов вредности, имеющих место на месторождениях любых полезных ископаемых. Опасным для здоровья может оказаться действие нейтронного излучения при неаккуратном проведении работ методами ядерной геофизики.

К числу специфических факторов вредности, обусловленных действием ионизирующих излучений, относятся: внешнее  $\gamma$ -излучение урановых руд, эманации и продукты их распада, а также радиоактивные минералы, содержащиеся в воздухе в виде пылевых частиц (аэрозолей) разного размера. Наиболее опасны короткоживущие продукты распада радона, а потому определение их концентрации, а также радона производится не только на стадии эксплуатации, но и при разведке рудников.

При поисковых работах величины доз облучения от перечисленных выше факторов не превышают предельно допустимых значений и представляют собой, как правило, фоновое облучение человеческого организма.

При разведочных и эксплуатационных работах в подземных выработках повышенное по сравнению с допустимым воздействие излучений наблюдается не только на урановых рудниках. Повышенные концентрации радона и его дочерних продуктов отмечены на ряде рудников по добыче вольфрама, молибдена, свинца, железа, каменного угля и других полезных ископаемых. Более того, на некоторых неурановых рудниках концентрация радона оказалась выше, чем на урановых рудниках, где выполняются соответствующие профилактические мероприятия.

Под *естественным фоном ионизирующего излучения* понимается излучение, состоящее из космического излучения и излучения естественно распределенных природных радиоактивных веществ (на поверхности Земли, в природной атмосфере, в продуктах питания, в воде, в организме человека и др.).

Естественное фоновое облучение человека обуславливается *внешним и внутренним облучением*: внешним за счет воздействия на организм ионизирующих излучений от внешних по отношению к нему источников излучения, внутренним за счет воздействия на организм ионизирующих излучений радиоактивных нуклидов, находящихся внутри организма. Внутреннее облучение наиболее опасно.

Уровни естественной радиации для определенного места практически не изменяются со временем. Однако от района к району они могут существенно отличаться.

С целью обеспечения безопасности всех лиц, имеющих дело с источниками ионизирующих излучений, установлена предельно допустимая доза воздействия любых видов излучений на человека.

### Тема 8.1. Понятие о дозе и мощности дозы облучения

Для количественной характеристики действия излучения в облучаемой среде (например, воздухе или биологической ткани) введено понятие дозы облучения. Понятие дозы возникло первоначально в медицине, в фармакологии, где количество лекарства, вводимого в организм, определялось в единицах доз. Ионизирующие излучения воздействуют на организм, и их действие определяется поглощенной в организме энергией излучения, так как именно при поглощении энергии происходят различные изменения в биологических тканях.

Так как прямое измерение энергии в единицах энергии (*джоуль, эрг, Мэв*) и непосредственная оценка биологического действия ионизирующих излучений на живые ткани встречает определенные трудности, то в качестве величины дозы установлены поглощенная доза излучения (для любого вида излучения) и экспозиционная доза рентгеновского и  $\gamma$ -излучения.

Поглощенная доза  $D$  ионизирующего излучения – это отношение энергии  $\Delta E$  излучения, поглощенной в некотором элементарном объеме среды, к массе  $\Delta m$  этого объема, т. е.

$$D = \Delta E / \Delta m. \quad (12.1)$$

Рад – единица поглощенной дозы любого ионизирующего излучения; 1 рад соответствует поглощению энергии в 100 эрг любого вида излучения на 1 г любого вещества; 1 рад = 100 эрг/г.

Экспозиционная доза рентгеновского и  $\gamma$ -излучения – количественная характеристика рентгеновского и  $\gamma$ -излучения, основанная на их ионизирующем действии и выраженная суммарным электрическим зарядом ионов одного знака, образованных в единице объема воздуха в условиях электронного равновесия.

В практике дозиметрических работ для оценки дозы  $\gamma$ - и рентгеновского излучения чаще всего пользуются единицей их экспозиционной дозы – *рентген (р)*.

Одному рентгену соответствует образование в 1 см<sup>3</sup> воздуха 2,083·10<sup>9</sup> пар ионов. Так как на образование одной пары ионов затрачивается энергия в 34 эв, то 1 р соответствует поглощению 0,11 эрг энергии в 1 см<sup>3</sup> воздуха и 84 эрг в 1 г воздуха.

При практических измерениях часто определяют не дозу, а мощность дозы излучения.

В практике радиометрических работ мощность дозы  $\gamma$ - и рентгеновского излучения выражается в единицах  $p/ч$  и их производных ( $мкр/ч$ ,  $мкр/сек$  и т.д.).

Под *предельно допустимой дозой ПДД* понимается годовой уровень облучения персонала, не вызывающий при равномерном накоплении дозы в течение 50 лет обнаруживаемых современными методами неблагоприятных изменений в состоянии здоровья самого облучаемого и его потомства.

### Тема 8.2. Защита от действия $\alpha$ -, $\beta$ -, $\gamma$ -, $n$ -излучения

Существуют общие правила защиты от действия внешних излучений: защита временем, расстоянием и с помощью экранов.

Защита временем заключается в такой организации работ, чтобы доза облучения за квартал не превысила 3 *бэр*, а годовая – 5 *бэр* от всех видов излучения.

При работе с точечными источниками  $\gamma$ - или  $n$ -излучений, кроме защиты временем  $t$ , осуществляется защита расстоянием. Расстояние  $r$  ( $м$ ), на которое следует удалить источник  $\gamma$ -излучения от наблюдателя, рассчитывается на основании формулы

$$D = (KQ/r^2) \cdot t, \quad (12.6)$$

где  $D$  – предельно допустимая доза облучения (5 *бэр* в год, т. е. при шестичасовом рабочем дне за 1728 ч);  $K$  – гамма-постоянная изотопа,  $мкр/ч$  (от 1 *мкюри* изотопа радия на расстоянии 1  $м$ ,  $K = 840 мкр/ч$ );  $Q$  – активность источника, *мкюри*;  $t$  – продолжительность работы, ч.

Для проведения работ на расстоянии от источника излучения применяются специальные дистанционные приспособления: щипцы, захваты и др. Перенос мощных источников  $\gamma$ - и  $n$ -излучения производится на шестах в специальных контейнерах.

В качестве экранов для защиты от различных излучений применяются разные вещества. Альфа-частицы имеют малый пробег, и при внешнем облучении от них легко защититься слоем воздуха в 10  $см$ , на руки достаточно надеть резиновые перчатки. Для защиты от  $\beta$ -излучения используются экраны из стекла, плексигласа и других веществ с малым эффективным порядковым номером.

Для защиты от  $\gamma$ -излучения лучшим экраном служит свинцовый, но применяются также экраны из железобетона и кирпича. Толщина экрана и контейнеров для защиты от  $\gamma$ -излучения рассчитывается по специальным таблицам. Например, для практически полного поглощения  $\gamma$ -излучения от 1  $мг$  Ra его следует держать в свинцовом контейнере с толщиной стенок 5-6  $см$ .

Защита от нейтронного излучения источников, которые применяются в практике геологоразведочных работ, осуществляется с помощью специальных контейнеров –

емкостей, наполненных водородсодержащим веществом (вода, парафин), поглощающим быстрые нейтроны. Для поглощения медленных нейтронов в воду (или парафин) добавляют бор в виде борной кислоты или окружают контейнер листовым кадмием. Толщина слоя воды для поглощения нейтронов до заданного уровня излучения рассчитывается по формулам. Расчеты показывают, что при работе с полоний-бериллиевым источником, дающим  $10^6$  нейтрон/сек, для снижения потока нейтронов до  $10$  нейтрон/(сек  $\cdot$  см<sup>2</sup>) необходим контейнер радиусом  $20$  см, наполненный водой.

Проектирование защиты от внешнего ионизирующего излучения (включая и защиту боксов, каньонов и других необслуживаемых помещений, посещаемых персоналом периодически или при проведении ремонтных работ) в связи с возможными неточностями в исходных данных необходимо проводить с коэффициентом запаса по мощности эквивалентной дозы, равным  $2$ . Должны учитываться дополнительно также такие факторы, как наличие других источников ионизирующих излучений, воздействующих на облучаемых лиц, перспективное увеличение мощности источников излучения, радиационная стойкость материалов и аппаратуры, а также сорбция радиоактивных веществ конструкционными материалами.

Проектирование защиты от внешнего ионизирующего излучения должно выполняться с учетом назначения помещений и в зависимости от категории облучаемых лиц и длительности облучения. При проектировании учреждений, предназначенных для работы с открытыми источниками, дополнительно к мероприятиям по защите от внешнего излучения необходимо предусматривать меры по защите персонала и населения от внутреннего облучения и охране окружающей среды от радиоактивных загрязнений, при этом суммарная доза от внешних и внутренних источников излучения не должна превышать допустимого уровня, установленного НРБ-76.

Защита от попадания продуктов распада радона внутрь человеческого организма осуществляется применением респираторов и других защитных устройств.

Основные правила при работе с радиоактивными веществами – аккуратность в обращении с ними, жесткое соблюдение правил техники безопасности и регулярный дозиметрический контроль согласно существующим правилам.